



岩石礦物礦床學會誌

第四十卷 第二号

昭和三十一年 四月 一日

研 究 報 文

土壤生成作用の鉱物学的研究 (第3報) 福島県大越町附近に於ける石灰岩土壤中の粘土鉱物に就いて.....	増井淳一
NaAlSiO ₄ —KAlSiO ₄ 系における シンターの実験	{ 都城秋穂
黄鉄鉱の面の反射能と構造	{ 高野幸雄
蓬萊高松鉱山の褐鉄鉱鉱石	本多朔郎
日高国目黒地方にみられる輝緑岩について	外崎与之

会 報

会員動静, 総会並びに學術講演会開催の件, 日本學術會議第四期會員選挙の件, 投稿規定.

抄 録

鉱物学及び結晶学	方曹達石のルミネッセンスとテネプレツセンス	外 7 件
岩石学及び火山学	Antrim Plateau, 中部熔岩系に属する第三紀 tholeiitic basalt	外 6 件
金 属 鉱 床 学	Nevada, Humboldt 地方の金—灰重石—辰砂々鉱床	外 5 件
石 油 鉱 床 学	Texas 海岸 Rockport 地域に於ける現世堆積物の堆積学的研究	外 4 件

東北大学理学部岩石礦物礦床学教室内
日本岩石礦物礦床學會

会員動静〔新入会〕 小島忠三（浦和市埼玉大学文理学部地質学教室），芦田佐吉（秋田市手形北光寮），雨森武雄（仙台市国分町 174 住友金属鉱山 K. K. 仙台事務所），弘前大学附属図書館教育部分館（弘前市下白銀町 1）

〔転居及び転勤〕 富田光孝（岡山県久米郡柵原町柵原鉱山探査係），橋本昇（東京都港区芝新橋 5 丁目 12 の 1 住友金属鉱山 K. K. 技術部），林高朗（室蘭市中島町富士鉄社宅 232 のに），津留和子（熊本市本庄町 公務員アパート R. B. 22 号），白井六蔵（兵庫県朝来郡生野町生野鉱山地質課）

日本岩石礦物礦床学会昭和 31 年度総会並びに学術講演会開催予告

期日 昭和 31 年 10 月 5 日（金）～8 日（月）

場所 東北大学理学部

本会昭和 31 年度総会並びに学術講演会を来る 10 月 5 日と 6 日の両日仙台市東北大学理学部に於て，又 7 日，8 日の両日見学旅行を行う予定ですから，会員諸賢は奮つて御参加下さい。尚詳細は次号に掲載します。

講演申込みについて

1. 講演希望者は講演内容（400 字以内），所要時間を付記して本会宛御申込み下さい。
2. 講演時間は 1 題 20 分以内（予定）とします。
3. 連名の場合は講演者を明記して下さい。
4. 講演申込みは 8 月 20 日迄です（厳守）。

日本学術会議第四期会員選挙の件

日本学術会議中央選挙管理会委員長から本会宛下記の件につき会員各位に周知方依頼がありました。

1. 選挙権・被選挙権をもつためには

本年 12 月 10 日に日本学術会議第四期会員の選挙が行われるが，選挙権を行使し又は選挙されるためには，登録用カードを提出し，本管理会で認定されなければならないこと。

2. 登録用カード用紙について

(1) 当管理会からは，

(イ) 前回（昭和 28 年）の有権者名簿に登録した者のうち，当時，大学・研究機関に勤務していた者に対しては，その勤務先を通して登録用カード用紙を送付すること。

(ロ) 前回の有権者名簿に登録した者のうち，(イ) 以外の者に対しては，直接本人に登録用カード用紙を送付すること。

(2) 当管理会に対しては，

(イ) 前回（昭和 28 年）の有権者以外の者で登録を求めようとする者のうち，現在，大学・研究機関に勤務する者は，なるべくその所属機関を通して本管理会へ登録用カード用紙を請求すること。

(ロ) (イ) 以外の者は，直接本人から本管理会へ次の様式により葉書で登録用カード用紙を請求すること。

登録用カード用紙請求書と認めて，その下に順次氏名，（必ずふりがなを付すこと），現住所，勤務先・職名を葉書を縦にして横書きすること。

3. 登録期間

登録用カードを提出する期間は，5 月 1 日から 7 月 20 日までであること。

研 究 論 文

土壤生成作用の礦物学的研究 (第3報)

福島県大越町附近に於ける石灰岩土壤中の粘土礦物に就いて

Mineralogical studies on the soil genesis (3)

The clay minerals in the soil derived from limestone of the
Ōgoe district, Fukushima Prefecture.

増井淳一 (Jun-ichi Masui)*

Abstract: 1. From the mineralogical composition of the sand fractions, it is considered that the weathering products of limestone intercalating the thin layers of biotite schist were covered by dacitic volcanic ash, and further these materials were mixed by transportation. After then the mixed materials were covered by andestic volcanic ash.

2. It was confirmed that montmorillonite, hydrated halloysite, illite, gibbsite and kaolinite occur in the soil profile.

3. The weathering sequence of the parent materials seems to be as follows.

Volcanic ash influenced by the weathering of limestone → hydrated halloysite → montmorillonite (+ gibbsite)

1 緒 言

一般に montmorillonite の如き粘土鉱物は土壤環境がアルカリ性の場合に安定であり、kaolinite 等は寧ろ酸性環境で生成されると考えられている。既に報告した斑岩土壤¹⁾、或は花崗閃緑岩土壤²⁾ 中の一部の層に於て可成り多量の montmorillonite と思われる粘土鉱物が存在するが、之等の土壤環境は少くとも現在は酸性に置かれている。之は之等粘土鉱物の生成せられた時の環境が pH の高い環境であつたが、其後の風化並びに土壤生成作用の進むと共に現在の如き pH の寧ろ低い環境に変化したものであるとも推定される。併し montmorillonite は比較的環境の変化に敏感な鉱物とされ、其の点からすれば之は興味ある問題である。

* 東北大学農学部

1) 増井淳一：岩礦, 38, 41~48, 110~120, 1954

2) 増井淳一：岩礦, 38, 166~176, 227~237, 1954

かかる観点から現在少くともアルカリ環境に置かれている石灰岩土壤中の粘土鉱物を調べ之等三者を比較対照し、土壤粘土鉱物の生成を明かにする目的で本研究を行つた。

2 地形、地質及び母岩の性質

試料は大越町の東約4軒、中部落の丘陵性山地に於て採集した。附近の地形は標高約600mの山地で、石灰岩より成る仙台平、駒鼻山塊の北端に相当する。

地質は黒雲母片岩の薄層を挟む帯状の糖状石灰岩と、之を貫く花崗閃緑岩とより成る。灰白色の石灰岩は0.1~1mmの方解石の粒状結晶より成るが、花崗閃緑岩との接触部では5mm大に達する事がある。薄層として石灰岩中に僅かに認められる黒雲母片岩は褐色、緻密、堅硬で片理が明かである。顕微鏡下では石英(70%)、黒雲母(20%)及少量の陽起石、正長石、黒色不透明鉱物が認められる。石英は0.1~0.05mmの粒状結晶より成り、黒雲母は0.2~0.05mm半自形の結晶で、多色性はX': 淡黄色、Z': 淡褐色、陽起石は淡緑色、或は殆んど無色で、0.5mm大の半自形の結晶として稀に存在する。

3 土層断面の性状及形態

採集地は傾斜東へ約15°、雑木林に被われる。此の斜面に深さ2.20mの穴を掘り、色、土性、構造等より7層に区分し、夫々の試料を採集した。断面の形態及性状は次の通りである。

No. 17 (0~17cm): 帯褐チョコレート黒色の壤土で、粒状構造が発達、粘着性は弱い。pH 6.0

No. 18 (17~33cm): チョコレート褐色の壤土で、粒状構造が認められ、粘着性は増加。pH 6.7

No. 19 (36~72cm): 帯黄赤褐色の壤土で細かい粒状構造が多少発達する。pH 7.2

No. 20 (72~88cm): 赤褐の砂壤土で、細粒状構造が認められ、粘着性は多少増加。pH 6.6

No. 21 (88~120cm): 黄褐色の壤土。深さ110cm附近に巾2cmの赤褐色帯並びに1mm大の粒状の CaCO_3 が認められ、粘着性は顕著。pH 7.0

No. 22 (120~147cm): 帯赤暗褐色の砂壤土。粘着性が著しい。構造は認められない。pH 7.3

No. 23 (147~220cm+): 帯黄暗褐色の砂壤土。加水黒雲母並びに風化した黒雲母片岩の礫が認められる。粘着性は著しい。pH 7.5

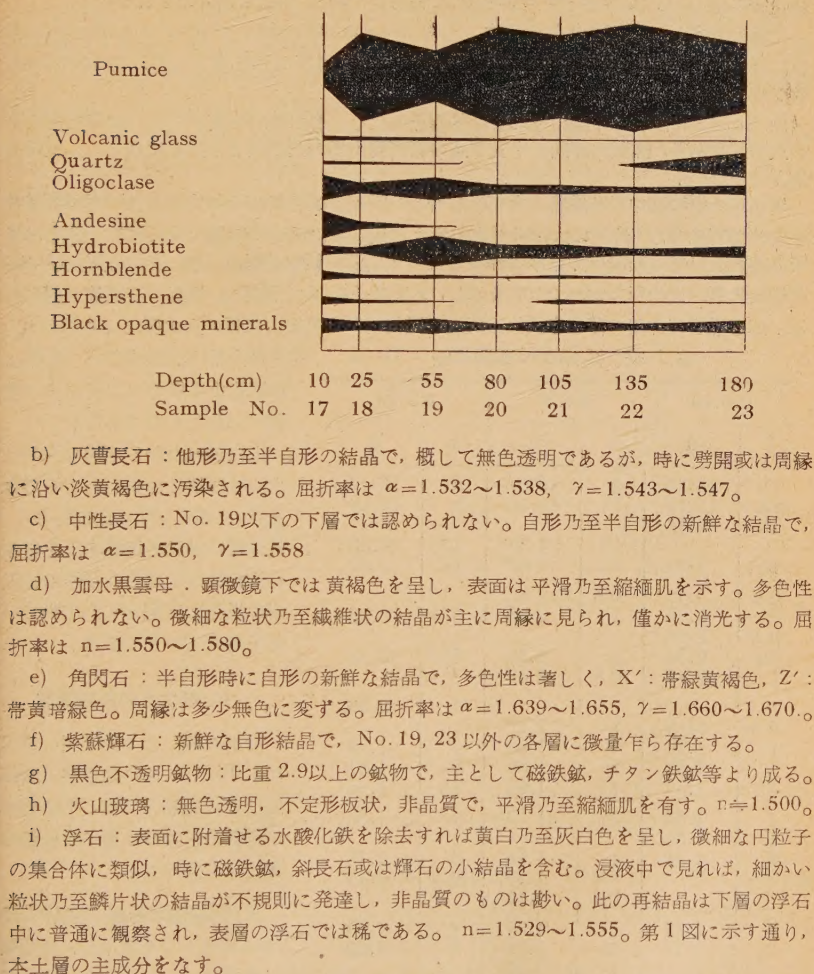
4 砂の鉱物組成

試料は既に報告した方法により調製し土層断面の形成過程、母材の種類並びに風化の状態を知る目的で $<20\mu$ の砂の鉱物組成並びに其の光学性を顕微鏡下に於て定量的に調べた。其の結果を第1図に示す。

本土壤中には石英、灰曹長石、中性長石、加水黒雲母、角閃石、紫蘇輝石、黒色不透明鉱物、浮石及火山玻璃が存在する。

a) 石英: 他形及自形の結晶が僅かに認められ、前者は多少乳白色を呈し下層に比較的多く、自形の両錐型は表層に多い。又他形の石英は粗砂に、両錐型は細砂に多い。

第1図 砂 (>0.02mm) の鉱物組成



水酸化鉄の除去を行へば，一般に再結晶作用の行われている浮石は細かい粒子に分離する。之等粒子を集め，粘土の場合と同様の方法で 1μ 以下の試料を作成した。

X線粉末写真及示差熱分析の結果は第1表及第2図に示す通りである。No. 19のX線粉末写真に於て 15.3\AA 及 10.12\AA の他 montmorillonite 及 hydrated halloysite の存在を示す廻折線が著しい。又石英の存在も明瞭である。No. 21 及 23の廻折線は No. 19のそれに類似はするが， 10\AA の線が極めて弱い。石英の存在は何れも顕著である。

示差熱曲線は三者何れも類似し， $110^\circ\sim115^\circ\text{C}$, $285^\circ\sim300^\circ\text{C}$ 及 $540^\circ\sim550^\circ\text{C}$ に吸熱反応が， $945^\circ\sim950^\circ\text{C}$ に発熱反応が認められる。 $540^\circ\sim550^\circ\text{C}$ の peak は halloysite

に似るが、多少対称的である。No. 23 では gibbsite の存在を示す $285^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ の反応が特に著しい。尚 montmorillonite に特有の 700°C の反応は認められない。

之等の事実から浮石の風化生成物として montmorillonite, hydrated halloysite が主に認められ、両者是不規則混合層鉱物としても存在するものと考えられ、hydrated halloysite は特に上層に多い。

尚 No. 17 の浮石は下層のそれとは根源を異にし、岩石学的性質からみれば輝石安山岩の火山灰であり、降灰の時期も中及下層の石英安山岩の火山灰より遥かに新しく、風化も進んでいない。

以上本土層断面中の各鉱物の分布を総合し、断面の生成過程を推定するに、先づ各層共多量の浮石を含み、母材の大部分が火山灰より成る事によつて特徴づけられる。即ち母岩である石灰岩或は黒雲母片岩中に存在しない火山源の鉱物が認められ、安山岩質並びに石英安山岩質の火山灰の加わつた事を示し、又灰曹長石、加水黒雲母、他形の石英等も見られる。即ち黒雲母片岩の薄層を挟む石灰岩の風化物が石英安山岩質の火山灰により被われ、

第 1 表 浮石の X 線粉末線

No.19		No.21		No.23	
I	d	I	d	I	d
10	15.3Å	9	15.0Å	8	15.1Å
8b	10.12	2	10.10	2	10.10
10	4.45				
		10	4.36	10	4.33
10	3.92	10	3.87	10	3.89
0.5	3.52	0.5	3.52		
9	3.35	10	3.35	8	3.35
0.5	2.85				
6b	2.56	2	2.55	5b	2.58
1	2.47	0.5	2.47		
				1	2.38
0.5	2.13	1	2.12		
1	1.99	1	1.98	3	1.99
1	1.81	5	1.80	2	1.81
4b	1.67	2b	1.66	4b	1.66
1	1.53	3	1.53	1	1.53
1	1.50				
5	1.48	1	1.48	3	1.48
		0.5	1.45	0.5	1.45
		0.5	1.41		
3	1.37	6	1.37	4	1.39
2	1.28	1	1.28	1	1.28
		1	1.25		
		1	1.22		
		3	1.19		
		3	1.17		
		1	1.15		

b: 巾の広い粉末線

更に之等は移動混合し、最後に輝石安山岩質の火山灰により被覆せられたものである。

上に述べた如く土壤の大半は火山性物質に由来したものであるが、土壤の pH は比較的高く、且つ時に粒状の炭酸石灰を含み、粘土鉱物の生成それ自体は石灰岩の風化に支配せられて来ていると考える可きである。

5 粘土分の鉱物組成

分離調製した試料の中 $<0.2\mu$ 及 $0.5\sim 1.0\mu$ に就き其の鉱物組成を X 線粉末写真、化学分析、示差熱分析並びに電子顕微鏡写真により調べた。

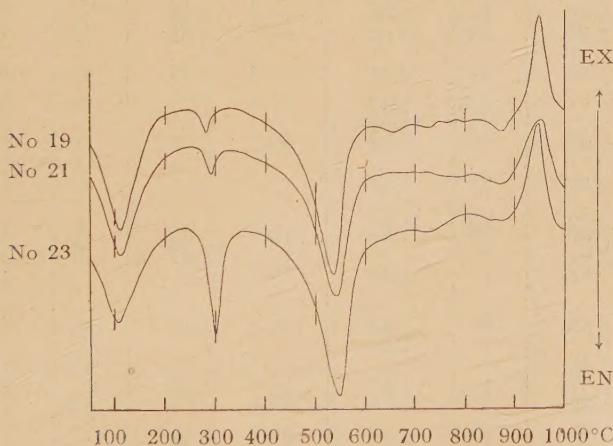
A X線粉末写真 直径 60.50 mm のカメラを使用し、対陰極に鉄を用い、intensity は肉眼により決定、最高を 10 とし、粉末線の指数は Grim¹⁾ 及 Brindley²⁾ によつた。写真の結果を第 2 表に示す。

- 1) Grim, R. E : Clay mineralogy; McGraw-Hill Book Company, Inc, New York, 1953.
- 2) Brindley, G. W. : X-ray identification and structure of clay minerals; The Mineralogical Society (Clay Minerals Group), London

a) No. 17, $<0.2\mu$: 15.0\AA 及 10.12\AA の線が強く、其の他の粉末線と共に montmorillonite 及 hydrated halloysite の存在を暗示する。390°C で 3 時間加熱した試料の写真では $7.4\sim 7.2\text{\AA}$ の intensity が増加し、hydrated halloysite の存在が明かである。又一方 10\AA の intensity は減少するが、消失はしない。この事は 1.99\AA 或は (060) の線と共に diocta 型 illite の存在を示すものであろう。

b) No. 17, $0.5\sim 1.0\mu$: 廻折線は前者に類似するが、 10.18\AA の intensity は多少減少する。 $15.0\text{\AA}(001)$, $4.99\text{\AA}(003)$, $4.47\text{\AA}(11,02)$, $2.60\text{\AA}(13,20)$, $1.68\text{\AA}(31,15,24)$ 及 $1.49\text{\AA}(33,06)$ から montmorillonite, 10.18\AA , 3.35\AA 其他の粉末線から hydrated halloysite の存在が明かである他、 7.23\AA , 3.57\AA は kaolinite (或は halloysite) を暗示し、更には又 1.99\AA の線が可成り強く、illite の存在も考えられる。尚又石英の存在も明かである。

第 2 図 浮石の示差熱曲線



c) No. 19, $<0.2\mu$: No. 17, $<0.2\mu$ の写真と略同様で、 15.0\AA 及 10.06\AA の粉末線の intensity は何れも強く、其他の線も montmorillonite, hydrated halloysite 及少量の illite の存在を示す。 7.20\AA の粉末線は明瞭でない。

d) No. 19, $0.5\sim 1.0\mu$: $15.1\text{\AA}(001)$, $4.44\text{\AA}(11,02)$, $2.58\text{\AA}(13,20)$, $1.67\text{\AA}(31,15,24)$ 及 $1.49\text{\AA}(33,06)$ の各線は montmorillonite の存在を示す他、 10.09\AA , 7.23\AA , 3.34\AA , 2.38\AA , 2.00\AA 等から hydrated halloysite, illite 又 kaolinite (或は halloysite) の存在が考えられるが、其の intensity は何れも弱い。

e) No. 21, $<0.2\mu$: 15.1\AA 及 10.06\AA 共 intensity は強いが、後者は巾が可成り広い。其他は殆ん No. 19, $<0.2\mu$ などに類似する。

f) No. 21, $0.5\sim 1.0\mu$: 15.1\AA 及 10.28\AA 共強い intensity を持つが、No. 17 及 19 と同様 $<0.2\mu$ に比較し 10\AA の intensity は減少する。montmorillonite, hydrated halloysite 及 illite を主とし、kaolinite (或は halloysite) 及石英を含むものと思われる。

第2表 粘土のX

No.17				No.19			
<0.2 μ		0.5~1.0 μ		<0.2 μ		0.5~1.0 μ	
I	d	I	d	I	d	I	d
9	15.0Å	10	15.0Å	10	15.0Å	9	15.1Å
9	10.12	4	10.18	10	10.06	2	10.09
1	7.20	2	7.23			1	7.23
5	5.60						
2	4.84	2	4.99	1	4.86		
		10	4.47			10	4.44
10	4.35			10	4.35		
10	3.86	10	3.92	10	3.78	10	3.91
		1	3.57			1	3.55
1	3.38	5	3.35	1	3.33	5	3.34
		0.5	3.00			0.5	3.02
2	2.81	1	2.87	1	2.83	1	2.84
6	2.56	7b	2.60	5	2.55	7b	2.58
3	2.36	4	2.37	4	2.37	4	2.38
		0.5	2.17			0.5	2.15
		2	2.04				
1	1.99	3	1.99	0.5	1.99	2	2.00
1	1.82	1	1.82			1	1.83
0.5	1.73	0.5	1.75				
5b	{1.67	5b	1.68	4b	{1.67	4b	1.67
5	{1.63			4	{1.63		
0.5	1.54	1	1.54			2	1.54
8b	1.48	6	1.49	7	1.48	5	1.49
		1	1.46				
0.5	1.41					0.5	1.42
		1	1.37	1	1.36	1	1.37
0.5	1.35					0.5	1.34
4	1.28	1	1.29	4	1.28	1	1.29
		1	1.24			1	1.24
3	1.23			4	1.23		

b : 巾の広い粉末線

g) No. 23, <0.2 μ : No. 19, <0.2 μ と殆んど一致し, 15.1Å, 10.28Å の線が強く, 其他の粉末線と共に montmorillonite, hydrated halloysite が考えられる他, illite の存在が推定される。

h) No. 23, 0.5~1.0 μ : 15.3Å, 10.28Å 共強い intensity を有する他, 7.23Å 及 3.56Å が極めて明瞭で, montmorillonite, hydrated halloysite 及比較的多量の kaolinite (或は halloysite) を含む。又石英の粉末線が著しい。

以上の結果は全般的に montmorillonite, hydrated halloysite を主成分とし, 之に dioctahedral illite, kaolinite (或は halloysite) 及石英の加わつた事を示すものである。

線 粉 末 線

No.21				No.23			
<0.2 μ		0.5~1.0 μ		<0.2 μ		0.5~1.0 μ	
I	d	I	d	I	d	I	d
10	15.1Å	10	15.1Å	10	15.1Å	10	15.3Å
8	10.06	4	10.28	8	10.28	9	10.28
		2	7.23			6	7.28
						2	5.39
		2	4.84	1	4.82	8	4.84
10	4.46	9	4.39	10	4.40		
10	3.78	9	3.88	10	3.86	10	4.33
		0.5	3.54			10	3.89
1	3.32	8	3.31	0.5	3.31	4	3.56
						7	3.33
		0.5	3.00				
1	2.84	0.5	2.84	0.5	2.85	0.5	2.84
5	2.57	6b	2.55	7b	2.55	5b	2.56
						1	2.45
1	2.38	2	2.37	4	2.38	4	2.37
		0.5	2.13	0.5	2.17	0.5	2.14
				0.5	2.07	1	2.04
0.5	1.99	1	1.98	0.5	1.99	3	1.99
						0.5	1.92
0.5	1.82	1	1.81	0.5	1.82	1	1.81
						1	1.74
3b	1.67	5b	1.67	6b	{1.66	6b	1.66
2	1.62			3	{1.63		
		2	1.53			2	1.53
7	1.48	6	1.48	8	1.48	4	1.48
						1	1.45
0.5	1.41	0.5	1.41			1	1.40
		3	1.37			2	1.37
0.5	1.35	1	1.34	0.5	1.35	0.5	1.34
3	1.28	2	1.29	2	1.28		
		1	1.24				
3	1.23			3	1.23		
		1	1.19				
		2	1.17				

尚之等鉱物相互の量的関係を見るに、montmorillonite は比較的变化がなく、hydrated halloysite は細かい粒径に多く、粗い部分では少くなり、kaolinite (或は halloysite) 及石英は細かい部分よりも粗い部分に多い。此の kaolinite は最下層の粗い部分に豊富である。

B 化学組成 化学分析の結果(第3表)に示される通り、8ヶの試料の間に著しい差異はない。SiO₂/R₂O₃ は一部比較的高いが、一般に2前後の低い値を示すにも拘らず、塩基置換容量は30~40m.e で珪鉄礬比からみれば高い。

a) No.17, <0.2 μ : X線の結果は montmorillonite の存在を示すけれども、珪鉄礬

第3表 粘土の化学組成

	No.17		No.19		No.21		No.23	
	<0.2 μ	0.5~ 1.0 μ	<0.2 μ	0.5~ 1.0 μ	<0.2 μ	0.5~ 1.0 μ	<0.2 μ	0.5~ 1.0 μ
SiO ₂	41.26	41.21	39.13	45.97	42.02	47.20	41.33	39.85
Al ₂ O ₃	33.58	34.18	32.97	32.37	32.15	28.67	34.22	36.36
Fe ₂ O ₃	2.18	2.92	2.53	2.87	3.00	2.66	3.25	3.41
FeO	0.23	0.43	0.15	0.31	0.16	0.26	0.23	0.29
MnO	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
CaO	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.18	0.59	0.19	0.22	0.05	0.75	0.16	0.76
Na ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
K ₂ O	0.57	1.54	0.75	1.30	1.11	1.59	1.45	1.52
H ₂ O+	12.91	14.05	13.51	10.48	12.67	11.23	13.50	13.60
H ₂ O-	9.09	5.36	10.75	6.71	9.22	7.53	5.88	4.34
Total	100.02	100.31	99.99	100.23	100.39	99.93	100.04	100.15
SiO ₂ /R ₂ O ₃	2.00	1.94	1.92	2.29	2.10	2.64	1.94	1.76
* C.E.C	35.94	36.25	26.93	37.12	31.73	38.75	30.06	28.86

* : 塩基置換容量, m.e/100gr, (醋酸アンモニウム法)

比は極めて低い。併し一方塩基置換容量は約 36m.e で珪鉄替比の 2 から考えると高過ぎる。Fe₂O₃ は前報告の場合に比較して可成り低く, MgO 及 K₂O も亦低い。X線では montmorillonite, hydrated halloysite の他, illite が推定されるが, K₂O は 0.57% であり主成分をなすとは考えられない。MgO も亦微量であり, 粉末写真に於て trioctahedral 型が殆んどなく, dioctahedral 型であると云う事実と一致する。

b) No. 17, 0.5~1.0 μ : 前者と略類似の化学組成で, 塩基置換容量も殆んど同じであるが, Fe₂O₃, MgO 及 K₂O が多少増加する。

c) No. 19, <0.2 μ : 塩基置換容量は No. 17, <0.2 μ に比較し約 10m.e 減少するが, SiO₂/R₂O₃, Fe₂O₃, MgO 及 K₂O は略類似する。X線は montmorillonite, hydrated halloysite, の他, illite, kaolinite(或は halloysite) の存在を示す。

d) No. 19, 0.5~1.0 μ : Fe₂O₃, MgO, K₂O 及塩基置換容量共 No. 17, 0.5~1.0 μ に極めて類似するが, 珪鉄替比は多少高い。hydrated halloysite, illite 及 kaolinite(或は halloysite) を伴う montmorillonite の存在が X線から明かであり, 此の点からすれば前者に比較し montmorillonite が多少増加しているものと考えられる。

e) No. 21, <0.2 μ : MgO が著しく減少している他は, 其の鉱物組成の量的関係も No. 19, <0.2 μ と殆んど差異はない。

f) No. 21, 0.5~1.0 μ : SiO₂/R₂O₃ は 2.64 で最も高いが, Fe₂O₃, MgO 及 K₂O は No. 17, 0.5~1.0 μ に類似する。珪鉄替比と同様塩基置換容量も高い値を示す。X線でも 15.1Å が強く, montmorillonite の増加を暗示し, 之等の結果からみれば, montmorillonite を主成分とし, hydrated halloysite, illite に少量の kaolinite(或は halloysite) 及石英を含むと考えられる。

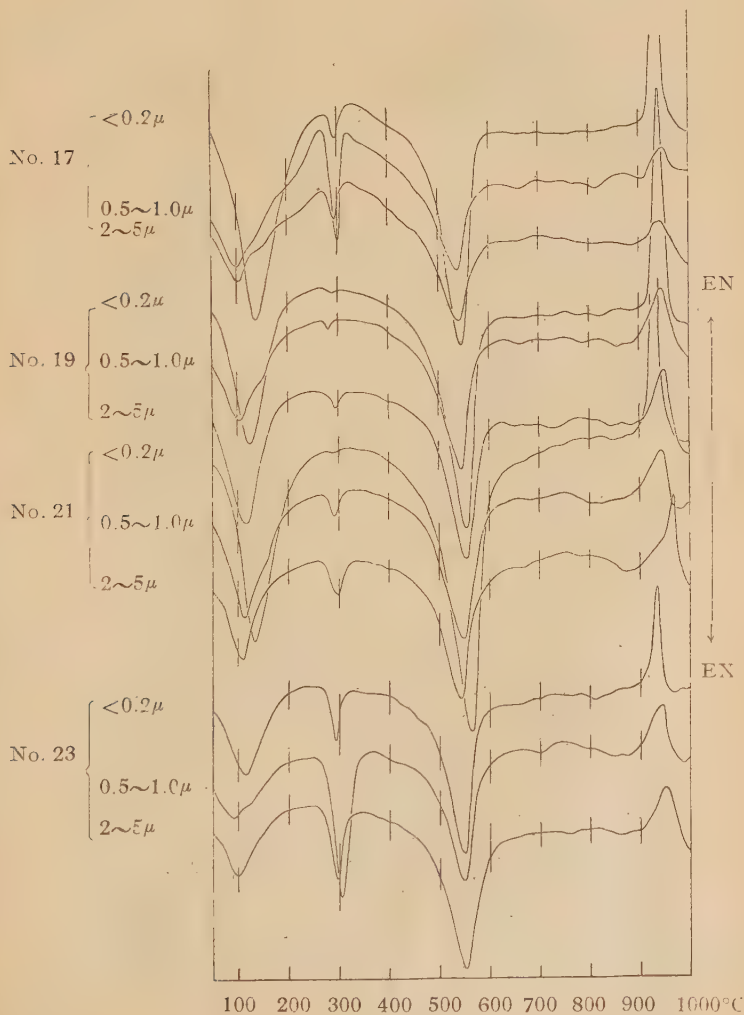
g) No. 23, <0.2 μ : SiO₂/R₂O₃ は 1.94 であるが, 塩基置換容量は 30.06m.e で略 No. 21, <0.2 μ に類似の値を示す。X線で montmorillonite 及 hydrated halloysite

の存在が明瞭であるが、分析結果も略之れと一致する。

h) No. 23, $0.5 \sim 1.0 \mu$: 塩基置換容量は 28.86 m.e で最も低い、 1.76 の珪鉄蓄比は低過ぎる。之は後で述べる gibbsite の存在によつて説明出来よう。

以上の結果から全般的に montmorillonite, hydrated halloysite を主成分とし, illite, kaolinite (或は halloysite) を含むものと考えられるが、X線で予想される程 montmo-

第3図 粘土の示差熱曲線



rillonite の存在は大きなものではなく、 15\AA の一部を長週期粘土鉱物の (002), 即ち須藤^{1), 2), 3)}, 内山⁴⁾ の発表した pyrophyllite 格子と montmorillonite 格子の間に gibbsite 層を挟んだ受週期粘土鉱物を考える事により、塩基置換容量に比し珪鉄礬比の著しく低い事実を説明出来るように思われる。尚示差熱分析の項で述べるが、No. 17, $0.5\sim 1.0\mu$, No. 23, $0.5\sim 1.0\mu$ 等の中には可成りの gibbsite の存在が推定される。

C 示差熱分析 $<0.2\mu$, $0.5\sim 1.0\mu$ 及 $2\sim 5\mu$ の試料に就き 1分間 10°C の速度で加熱して得られた示差熱曲線は第3図に示す通りである。

a) No. 17 : $<0.2\mu$ の曲線では 140°C , 295°C 及 545°C に吸熱反応が, 935°C に発熱反応が見られる。曲線の形状は可成り hydrated halloysite に類似するが, 545°C 並びに 935°C は共に低く且つ 545°C の peak は稍対称的で、混合物である事を示す。又 X 線によれば hydrated halloysite と共に相当量の montmorillonite を含むと考えられるが、示差熱曲線では montmorillonite に特有の 700°C 附近の吸熱反応は見られず、又 $100^\circ\sim 200^\circ\text{C}$ の吸熱 peak は二段ではない。 295°C の小さな吸熱 peak は gibbsite の存在を示すものであり、化学組成に於ける珪鉄礬比の低い原因となる。 $0.5\sim 1.0\mu$ 及 $2\sim 5\mu$ の曲線は 300°C の吸熱 peak を除き略類似し、 $<0.2\mu$ の曲線と比較すれば両者共 540°C の peak の巾が広く対称的であり、 $940^\circ\sim 950^\circ\text{C}$ の発熱 peak が極めて小さい。更に又 140°C の吸熱 peak は montmorillonite に特有な形状を示す。何れも gibbsite による 300°C の吸熱反応が行われ、 $0.5\sim 1.0\mu$ では特に著しい。

b) No. 19 : $<0.2\mu$ の曲線は peak の温度が多少異なるが、No. 17, $<0.2\mu$ のそれに極めて相似する。 $0.5\sim 1.0\mu$ の曲線では 545°C の peak は著しいが、 105°C 及 945°C の peak は多少小さく且つ巾が広い。 105°C の曲線は montmorillonite に特有な形状を示す。 $2\sim 5\mu$ の曲線は 950°C の peak の小さい事並びに 555°C の吸熱 peak の僅かに対称的な点を除き、 $<0.2\mu$ のそれと全く相似し、 110°C の吸熱 peak も二段ではない。三者共 $280^\circ\sim 290^\circ\text{C}$ の吸熱 peak は極めて小さく、 700°C 附近の peak は認められない。

c) No. 21 : X 線では hydrated halloysite の他 montmorillonite 等の存在が考えられるにも拘らず、 $<0.2\mu$ の曲線は hydrated halloysite のそれと差異が殆んどなく、全体の性状は No. 17 及 19 の $<0.2\mu$ の曲線と変りがないが、 300°C 附近の吸熱反応は不明瞭である。 $0.5\sim 1.0\mu$ の曲線は peak の形状、温度共 No. 19, $0.5\sim 1.0\mu$ のそれと全く同じで、 115°C の吸熱 peak は montmorillonite の存在を暗示する。 290°C の吸熱 peak は小さい。 $2\sim 5\mu$ の曲線の各 peak は何れも小さく、 540°C の peak の性状は混合物である事を示す。

d) No. 23 : $<0.2\mu$ の曲線では吸着水による 115°C の peak が浅く且つ巾が広い他、 930°C の発熱 peak が比較的小さい。 $0.5\sim 1.0\mu$ では 80°C に巾の広い peak があり、 115°C に階段状の変曲点を持つ。又 700°C に吸熱反応を示す。 $2\sim 5\mu$ の曲線では 555°C

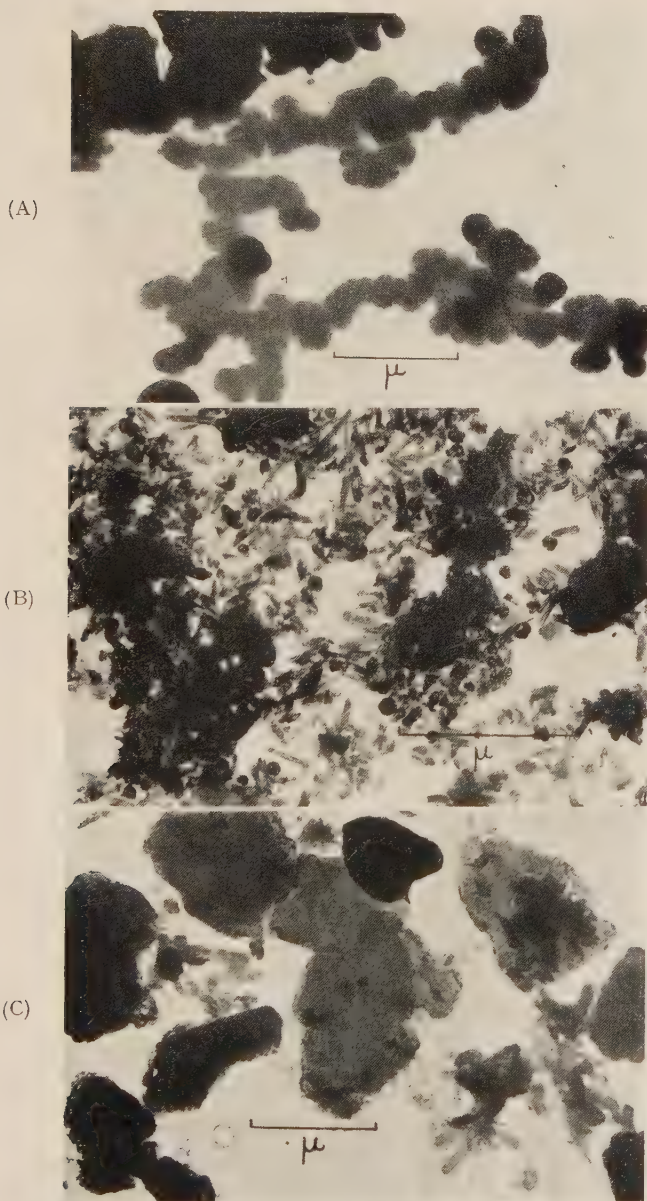
1) Sudo T., et al : Jap. Jour. Geol. Geog., XXIV, 71~85, 1954

2) 須藤俊男 : 地質雑報, 61, 200~207, 1955

3) Sudo T. and Hayashi H. : Geol. Min. Inst. Tokyo Kyoiku Daigaku, 3, 281~316, 1955.

4) Uchiyama N. and Onikura X. : Tohoku Jour. Agric. Res., V, 159~175, 1954

第4図 粘土の電子顕微鏡写真



(A) No. 19, $0.5 \sim 1.0 \mu$ (B) No. 21, $< 0.2 \mu$ (C) No. 23, $0.5 \sim 1.0 \mu$

の peak が対称的で kaolinite のそれに類似する。尚三者共 300°C 附近の吸熱 peak は著しく、特に $0.5\sim 1.0\mu$ のそれは顕著であり、珪鉄容比の 1.76 と云う極めて低い値も可成り多量の gibbsite の存在によるものと思われる。

D 電子顕微鏡写真 No. 17, 19, 21 及 23 の $<0.2\mu$ 並びに $0.5\sim 1.0\mu$ の電子顕微鏡写真の中主なものを挙げれば第 4 図に示す通りで、(a) 不規則な多少外形の不明瞭な半透明乃至不透明の鉱物、(b) 条線のある柱状結晶、(c) 連鎖状に連つた円粒及び (d) 角状乃至不規則な外形を示す不透明鉱物より成る。(a) は各粒径に見られ、輪郭が多少不明瞭で、半透明のものは Davis¹⁾ 等の montmorillonite に類似する。(2) は hydrated halloysite として報告されている写真に相当し、No. 19, 21 及 23 の $<0.2\mu$ に多い。(3) の円粒は No. 19 及 21 の $0.5\sim 1.0\mu$ に見られ、鎖状に連なる。之は須藤²⁾ により報告せられた浮石から ailophane を経て hydrated halloysite になる初期の生成物に極めて類似する。X線粉末写真、示差熱曲線の結果では No. 19 及 21 の $0.5\sim 1.0\mu$ に hydrated halloysite の存在が暗示されるが、電子顕微鏡写真では、特有の柱状結晶は見られない。かかる事実からも此の円粒状鉱物を hydrated halloysite 乃至其の初期の生成物と考える可きであろう。(4) は各粒径に見られ Davis³⁾, Grim⁴⁾, Shaw⁵⁾, Marshall⁶⁾ 等の illite に一部は kaolinite に相当するものと思われる。

6 考 察

以上の X線粉末写真、化学組成、示差熱曲線及電子顕微鏡写真の結果を総合し、粘土鉱物の組成を考察すると第 4 表の如くなる。

即ち本土層断面は montmorillonite, hydrated halloysite を主成分とし、之に illite, gibbsite 並びに kaolinite (或は halloysite) を含み、montmorillonite は下層程多く、hydrated halloysite は同一層に於ては細かい粒径に多い。又最下層の $0.5\sim 1.0\mu$ の粒径部分に kaolinite が増加する。

土壌の性質及母材に就いては既に述べた如く、表層では $\text{pH}=6.0$ であるが、下部に向けて次第に上昇し、No. 19 の 72cm で $\text{pH}=7.2$ に達し、72~88cm の No. 29 で $\text{pH}=6.6$ になるが、下層に向い再び上昇し、147cm 以下 (No. 23) では $\text{pH}=7.5$ に達する。表層 (No. 17, 18) の母材は石英安山岩質の火山灰、黒雲母片岩並びに石灰岩の風化物を多少含むが、主として輝石安山岩より成る。之に反し之れより下層では石灰岩、黒雲母片岩の風化物の他、多量の石英安山岩質の火山灰を主とし、火山灰を含まない純粋の石灰岩並びに黒雲母片の風化物は認められない。

斯様な事実から本土壌は純粋の石灰岩土壌ではなく、母材から云へば寧ろ火山性土壌で、最下層 (No. 23) が一度地表に現われ、kaolinite の生成が行われた後、火山性物質

- 1) Davis D. W., Rochow T. G., Rowe F. W., Tuller M. L., Kerr P. F. and Hamilton P. K.; 1~17, Amer. Petrol. Inst. Res. Proj., 49, New York.
- 2) Sudo T.; min. Jour., 1, 66~68, 1953
- 3) 4) 前出
- 5) Shaw B. T and Humbert R. P.; Soil Sci. Soc Amer. Proc., 6, 146, 1941.
- 6) Marshall C. E., The colloidal chemistry of silicate minerals., p72~84, New York, 1949

第 4 表 粘土の鉱物組成

No. 17	<0.2 μ	hydrated halloysite, montmorillonite 及少量の illite, gibbsite, kaolinite (或は halloysite)
	0.5~1.0 μ	montmorillonite, hydrated halloysite 及少量の illite, gibbsite, kaolinite (或は halloysite)
No. 19	<0.2 μ	hydrated halloysite, montmorillonite, 少量の illite 其他僅かに gibbsite を含む
	0.5~1.0 μ	montmorillonite, hydrated halloysite, 少量の illite, kaolinite (或は halloysite), 微量の gibbsite
No. 21	<0.2 μ	montmorillonite, hydrated halloysite, 少量の illite, kaolinite (或は halloysite), gibbsite
	0.5~1.0 μ	montmorillonite, hydrated halloysite, 少量の illite, kaolinite (或は halloysite), 微量の gibbsite
No. 23	<0.2 μ	montmorillonite, hydrated halloysite, 少量の illite kaolinite (或は halloysite), gibbsite
	0.5~1.0 μ	montmorillonite, hydrated halloysite, kaolinite (或は halloysite), 少量の illite, gibbsite

illite は dioctahedral 型

並びに石灰岩、黒雲母片岩の風化物の混合物により被われたものと考えられるが、尠くとも土壤の性状は石灰岩の風化に支配されているものである。

かかる環境下に於ける粘土鉱物の相互関係を観察するに、pumice 及び glass から hydrated halloysite が生成せられ、更に montmorillonite (+ gibbsite) へと移行しているものと考えられよう。併し之に就いては更に実験室内で環境変化を与へ、之等粘土鉱物の移行を調べる事により確める予定である。尚又 illite に就いては之が直接石灰岩乃至黒雲母片岩の風化産物であるか或は同じ火山性物質に基くものであるか否かは明かでないが、dioctahedral 型である点からみれば、Stephen¹⁾²⁾の云う如く、此の根源を母岩の長石に帰す可きであるかも知れない。

本研究に関して農学部内山修男教授には種々御教示を賜わり、X線粉末写真に就いては選鉱製鉄研究所竹内常彦教授に、電子顕微鏡写真に就いては科学計測研究所日比忠俊教授に又、示差熱分析に就いては理学部萱木浅彦助教授に御援助を頂いた。茲に深く感謝の意を表する。尚又 X線写真の結果に就いて、御教授を頂いている教育大学須藤俊男教授に深謝の意を表する。

1) Stephen I. : Jour. Soil Sci., 3, 20~33, 1952.

2) Stephen I. : Jour. Soil Sci. 3, 219~237, 1952

NaAlSiO₄-KAlSiO₄ 系におけるシンターの実験Sintering experiment in the system NaAlSiO₄-KAlSiO₄

都城 秋穂 (Akiho Miyashiro)*

都城 タミ (Tami Miyashiro)

Abstract: A cursory survey on subsolidus equilibria in the system NaAlSiO₄-KAlSiO₄ was made through sintering of mixtures of chemicals in the proper proportions. The phases were identified by means of the X-ray diffractometer. The results are shown in Figs. 1 and 2, and Tables 1 and 2.

There exists a large miscibility gap between the fields of nepheline and kalsilite. Potassium-rich nepheline stable at high temperatures should unmix under equilibrium conditions at lower temperatures, giving kalsilite together with more sodic nepheline, as shown in Fig. 3.

An unidentified phase "A" is formed at lower temperatures than the orthorhombic form in the region with higher K/Na ratios than kalsilite.

The unit cell dimensions of kalsilites were measured as shown in Table 2.

I ま え が き

NaAlSiO₄-KAlSiO₄ 系は nepheline を含むので岩石学的に興味深い。この系の本格的な研究を行つた最初の人 は Bowen (1917) であつた。彼は液相線、固相線、および carnegieite と nepheline との間の関係を決定した。その後 Bowen と Grieg¹⁾ は、carnegieite に同質多形が存在することを見出した。この系に属する造岩鉱物の一つである kalsilite は、1942年になつてはじめて、Holmes, Bannister, Hey などの研究によつて存在が判明した²⁾。この系のうちの K の多い部分については、Rigby と Richardson³⁾ が予察的研究を行つた。以上が、われわれが研究をはじめた時までにおける知識の状況であつた。

Bowen⁴⁾ の考えによれば、nepheline と kaliophilite との間に六方晶系に属する連続固溶体が存在する。ところが、Bannister と Hey²⁾⁵⁾ は、nepheline と kaliophilite と kalsilite とは、互に異つた結晶構造をもつことを示した。したがつて、これら三つが連続固溶体をつくることは、少くとも低温では起りそうにない。ことに近年 Sahama⁶⁾ は、アフリカのある火山岩のなかから nepheline と kalsilite との perthitic intergrowth を発見し、この二つの鉱物の間に混和性間隙が存在するという考えに強い証拠を提供した。

* 東京大学理学部地質学教室

1) Bowen, N. L. and Grieg, J. W.; Am. Jour. Sci., **10**, 204-212, 1925

2) Bannister, F. A. and Hey, M. H.; Min. Mag., **26**, 218-224, 1942

3) Rigby, G. R. and Richardson, H. M.; Min. Mag., **28** 75-88, 1948

4) Bowen, N. L.; Am. Jour. Sci.; **43**, 115-132, 1917

5) Bannister, F. A. and Hey, M. H.; Min. Mag., **22**, 569-608, 1931

6) Sahama, Th. G.; Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, **3**, 1953

この研究は、実験的にこの問題を解決しようとして行われたものである。

ところが、われわれが実験を始めた頃に、Tuttle と Smith¹⁾ も同じような意図の下に研究を行い、その結果の要旨はすでに印刷されていることを、実験終了後になつて Dr. H. S. Yoder の御注意によつて気づいた。そこで比較してみると、われわれの結果は、大部分の点において、Tuttle と Smith (1953) の結果と調和している。しかし K: Na 比の大きい領域に違いがあり、その違いは、用いた方法が違っていることに関係しているのではないと思われる。そこで、われわれの結果をも、簡単に印刷することにした。

本稿では、 NaAlSiO_4 成分を Ne で表わし、 KAlSiO_4 成分を Kp で表わすことにする。

II 実 験

合成のためのものと物質は、化学薬品 Na_2CO_3 , K_2CO_3 , Al_2O_3 , 非晶質 SiO_2 を適当な割合によく混合したものである。それを白金線電気炉のなかで、いろいろな温度に熱してシンター (sinter) し、Ne—Kp 固溶体系列のいろいろな組成のものを合成した。合成物は X 線廻折計によつて粉末廻折記録をつくつて同定した。得られた相の純粋なものゝ廻折記録の代表的な例は第 1 図に示す。このうちで、"A" と書いた相は、どのような性質のものであるかを決定することができなかつた。それは Rigby と Richardson²⁾ (1947) が kaliophilite だと考えたものと同一であるが、最近 Richardson から来た手紙 (1955) によれば、天然の kaliophilite とは全く異つてゐる由である。(われわれは天然の kaliophilite の標本をもつていないので、確めることができなかった。) 結晶粒が極度に微細なために、光学的方法是使われなかつた。結果をチェックする一つの手段として、合成物のなかの kalsilite 固溶体の成分を本稿の附録のデータによつて推定し、nepheline 固溶体の成分を Smith と Sahama³⁾ の与えるデータによつて推定することを、幾つかの場合に試みた。

このような実験方法をとると、少量の Na_2O と K_2O とは、加熱中に蒸発して失われる。また、 K_2CO_3 は極めて湿気を吸収し易くて、正確な秤量がほとんど不可能であつた。そのために、結果は幾分不満足なものではあるが、この系に含まれている重要な関係がわからないほど不正確ではないと思われる。

III 実験のデータ

実験のデータの主なものは第 1 表に要約してある。それを図表に示したものが、第 2 図である。この図のうちで、液相線、固相線、および carnegieite-nepheline 間の境界は、Bowen (1917) のデータによつて書いてある。

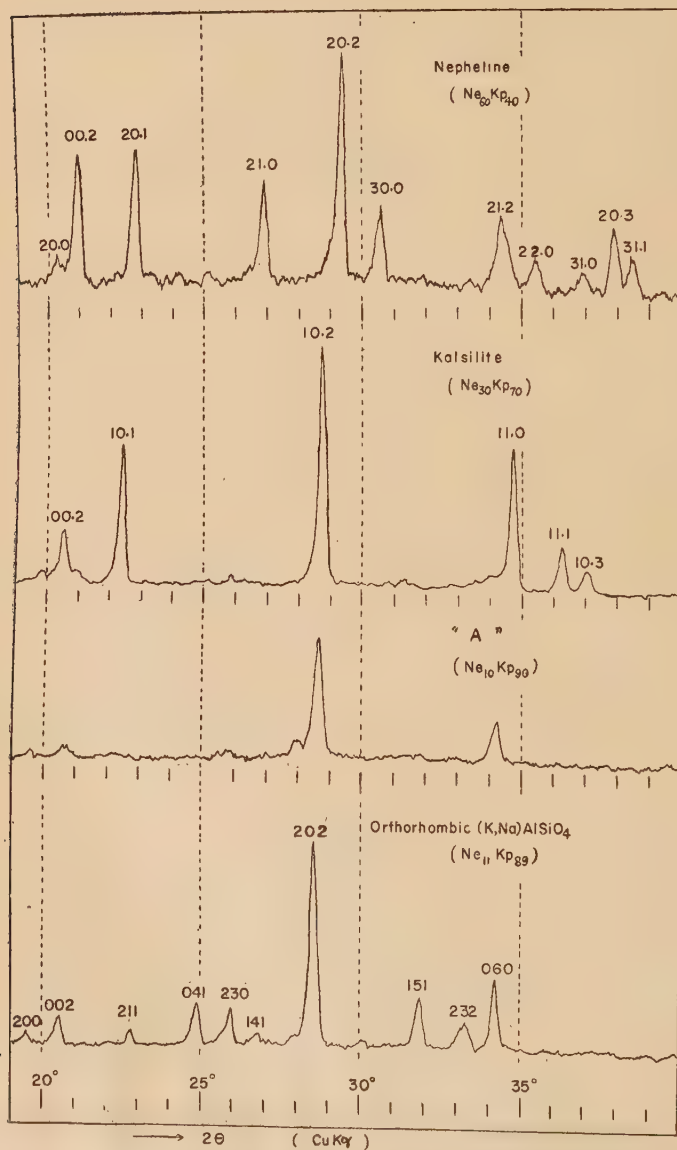
ある合成物 (ことに組成が $\text{Ne}_{40}\text{Kp}_{60}$ — $\text{Ne}_{30}\text{Kp}_{70}$ 附近で、 1100°C 以下でシンターされたもの) においては、leucite の存在を示す弱い X 線廻折線が、この系の相の廻折線のほかに認められた。そのような合成物は、第 2 図をつくるのには用いながつた。

1) Tuttle, O. F., and Smith, J. V.; Abstr. Ann. Rep. Direct. Geophys. Lab., 1952-1953, 53-56, 1953

2) Rigby, G. R. and Richardson, H. M.; op. cit.

3) Smith, J. V. and Sahama, Th. G.; Min. Mag., 30, 439-449, 1954

Fig. 1.



X-ray diffractograms of the synthesized phases.

Table 1. Results of the sintering experiment

Composition (wt. %)		Temperature (°C)	Time (hrs.)	Products
Ne	Kp			
70	30	830	45	Nepheline
70	30	1100	24	Nepheline
60	40	830	100	Nepheline + kalsilite
60	40	900	30	Nepheline
60	40	1170	20	Nepheline
60	40	1280	16	Nepheline
55	45	1280	11	Nepheline
50	50	1280	16	Nepheline + kalsilite
50	50	1315	11	Nepheline + kalsilite
50	50	1370	11	Nepheline
45	55	830	100	Nepheline + kalsilite + leucite
45	55	1000	100	Nepheline + kalsilite + leucite
45	55	1280	11	Nepheline + kalsilite
45	55	1370	10	Nepheline + kalsilite
40	60	1230	11	Kalsilite
40	60	1370	11	Kalsilite
30	70	830	100	Kalsilite
30	70	1230	11	Kalsilite
20	80	700	120	Kalsilite
20	80	830	100	Kalsilite
20	80	1230	18	Kalsilite + orthorhombic form
11	89	830	100	Orthorhombic form
11	89	1370	10	Orthorhombic form
10	90	700	100	A
0	100	700	120	A
0	100	830	45	A
0	100	1170	10	Orthorhombic form

IV 混和性間隙と nepheline の unmixing

この系の諸関係は第2図をみれば明らかである。Nepheline と kalsilite の領域の間に、それら二相の共存する混和性間隙が存在する。その間隙は、温度が下ると広がる。

高温で結晶した K の多い nepheline は、低温の平衡状態の下においては unmix して、もつと Na の多い nepheline と kalsilite との混合物になる。この unmixing は極めて容易に起るので、混和性間隙は実際によりも広くみ誤り易い傾向がある。第2図においても、ことに高温の部分では、混和性間隙を広く書きすぎているかもしれない。

第3図上のカーブは、組成 $Ne_{60} Kp_{40}$ なる nepheline (1200°C 以上で合成) の X 線廻折記録である。同じ図の下カーブは、そのサンプルを 770°C に 1 時間保つた後の X 線廻折記録である。下のカーブは明らかに、そのサンプルが unmix して nepheline と少量の kalsilite との混合物になつていることを示している。下のカーブの nepheline

Fig. 2.

Tentative equilibrium diagram of the system NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 . Cg : carnegieite field. Ortho : orthorhombic (K, Na) AlSiO_4 field. A : unidentified phase "A". N+K : the miscibility gap where nepheline and kalsilite co-exist.

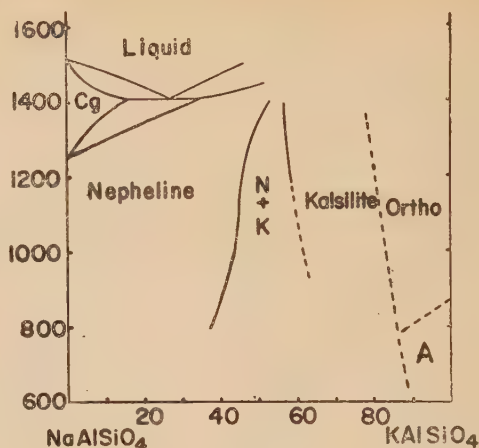
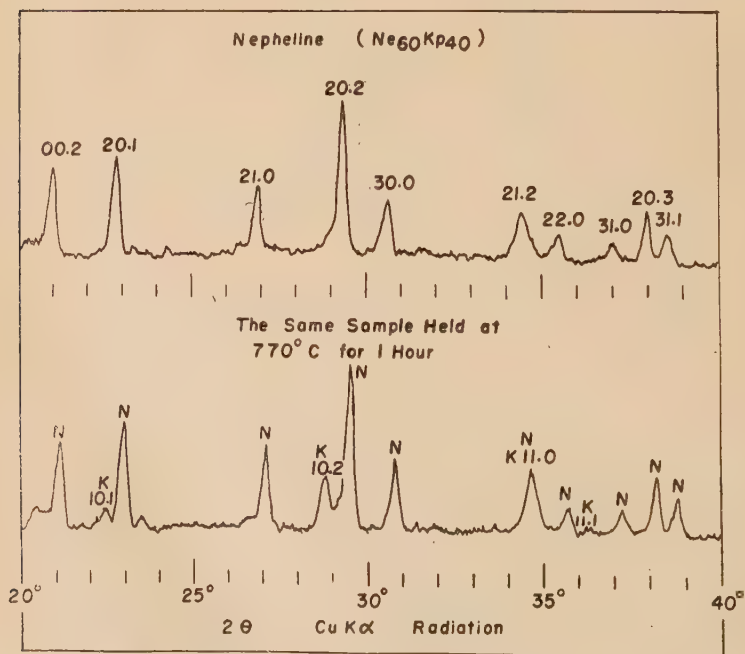


Fig. 3.



X-ray diffractograms of a K-rich nepheline sample before and after it was held at 770°C for 1 hour. The lower curve shows that the sample unmixed, giving an aggregate of a more sodic nepheline and kalsilite. Peaks of the nepheline are marked by "N"; those of the kalsilite by "K" together with indices.

のピークは、上のカーブの対応するピークにくらべると系統的に右に移動している。そのことは、unmix してできた nepheline がもとの nepheline よりも小さい単位格子胞をもち、したがって、Na により富んだものであることを意味する。

その unmix したサンプルを 900°C に 3 時間再加熱すれば、ふたたび均質な nepheline に帰る。

附記：合成 kalsilite の単位格子胞の大きさ

研究の過程において、われわれは kalsilite の単位格子胞の大きさを精密に測定した。試料には標準物質として岩塩をまぜて、廻折記録をとつた。その結果は第 2 表に示す。

Table 2. Unit cell dimensions of kalsilites

Composition (wt.%)	a (Å)	c (Å)	2θ for CuKα ₁	
			(10.2)	(11.0)
Ne ₄₀ Kp ₆₀	5.137	8.610	28.83	34.90
Ne ₃₀ Kp ₇₀	5.152	8.635	28.75	34.80
Ne ₂₀ Kp ₈₀	5.160	8.674	28.66	34.74

この結果は、Bannister と Hey¹⁾ の与える天然の kalsilite のデータとよく調和している。(Bannister と Hey によれば、ほぼ Ne₁₀ Kp₉₀ なる組成の天然の kalsilite の a=5.17, c=8.67kX である。)

この研究に助言や便宜を与えられた久野教授、岩井津一氏、Dr. H. S. Yoder, Jr., Dr. H. M. Richardson などに感謝の意を表する。

黄鉄鉱の面の反射能と構造

On the relations between structure and face-reflectivity in pyrites

高野 幸雄* (Yukio Takano)

高野 琴代** (Kotoyo Takano)

Abstract : We found very close relations between crystal structure and morphology in pyrites. This is shown in Fig. 1, sulfur atoms are projected on (001) plane, and it can be shown in this picture that crystal planes e(210), $\bar{e}(2\bar{1}0)$, a(100), b(010) and striation faces are parallel to each sheet structures of sulfur atoms. The sheet planes of

1) Bannister, F. A. and Hey, M. H.; op. cit.

* 東京大学教養学部地学教室

** 東京大学理学部地学科

a(100) and b(010) are not equivalent in this projection, so that in actual crystal planes there is striated on a(100) face, and is not striated but lineated on b(010) face, so far as in this section, because b(010) face striated parallel to zone [100]. It is expected that density of sulfur sheet structures are, in general, proportional to the face reflectivity than area of crystal faces.

For these reason, we classified about crystal growth of pyrites in next three stages.

- (1) growth of a(100) face.
- (2) growth of e(210) face.
- (3) growth of o(111) and other faces.

These assumption shows a good agreement with data in recent papers on crystal habit of pyrites by Mr. I. Sunagawa.

1 序 論

これまで黄鉄鉱についての研究は、形態的¹⁾にも結晶構造²⁾からも非常に詳細な報告がなされ、一方、結晶の形態と構造との関係³⁾についてもまた成長⁴⁾に関しても数多くの見解が報告されて来た。これに対しごく最近 P. Hartman が P. B. Cベクトルの概念⁵⁾を導入してエネルギーの方から考察しようと試みた。また砂川一郎氏は各地の黄鉄鉱につきその品相と環境⁶⁾との綿密な考察を行い、現在結晶成長に関する理論の主流をなす adsorption⁷⁾ 説だけでは説明しきれないものの多いことを報告している。筆者等は形態と構造の極端な order の相違に注目し、各結晶面の反射能と構造の間により密接な関係

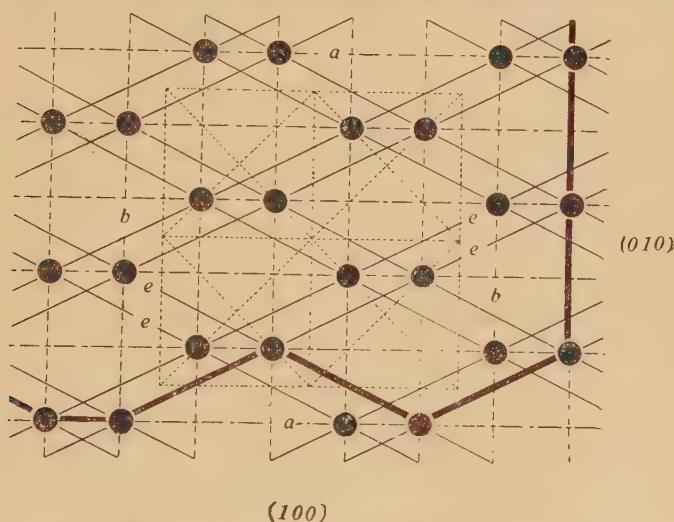
- 1) Niggli, P.; Zeit. Krist., **58**, 490, 1923, **63**, 49, 1926. Chudoba, K.; Festschrift V. Goldschmidt, **81**, 1928. Kalb, G.; Zeit. Krist., **75**, 311, 1930. Todoky, L., Zimmay, K.; Zeit. Krist., **80**, 255, 1931; Annales. Muséi. Nation. **1**, 1934. 伊藤貞市; 日本鉱物資料続 **1**, 28, 30, 34, 1935, 続**2**, 21, 1937. 伊藤貞一, 桜井欽一; 日本鉱物誌 3版(上巻), 91, 1947. Palache, C., et al.; The System of Mineralogy 7th ed., **1**, 282, 1952.
- 2) Bragg, W.L.; Proc. Roy. Soc. London, **A89**, 468, 1913. Baumhauer, H.; Schweiz. Min. Ref. Mitt., **5**, 348, 1925. Tamman, G., Krings, W.; Zeit. Analog. Chem., **146**, 420, 1928. Grumer, J. W.; Am. Min., **14**, 470, 1929. Onorato, E.; Periodico Min. Roma, **2**, 13, 1931. Parker, H. M., Whaitehouse, W. J., Phil. Mag., **14**, 939, 1932. Laue, M., Mises, R.; Stereoskophilder von Kristallgittern II, 1936. Bragg, W. L.; Atomic Structure of Minerals, **71**, 1937. Taylor, W. H.; Am. Min., **25**, 134, 1940. Gloszizynski, S.; Neues Jahrb. Min., **25**, 1950. Gordon, R. B.; Am. Min., **36**, 918, 1951.
- 3) Rinne, F.; Naturwissenschaften, **21**, 3, 207, 1919. Niggli, P.; op. cit. 1926. Peacock, M.A., Am. Min., **16**, 361, 1931, **17**, 317, 1932. Taylor, W. H.; op. cit. 1940. Buerger, M. J.; Jour. Chem. Phys., **15**, 1, 1947.
- 4) Buerger, M. J.; Am. Min., **32**, 593, 1947. Buckley, H. E.; Crystal Growth, **339**, 1951. Verma, A. R.; Crystal Growth and Dislocations, **9**, 1953. Read, W. T.; Dislocations in Crystals, 139, 1953.
- 5) Hartman, P., Perdok, W. G.; Acta Cryst., **8**, 49, 521, 528, 1955.
- 6) 砂川一郎; 地調月報 **2**, 3, 1, 1951, **3**, 2, 21, 1952, **6**, 1, 1, 1955.
- 7) Buckley, H. E.; op. cit. 1951.

が存在しはしないかとの期待のもとに、黄鉄鉱について反射能の対比に重点をおいて測定を行った処、構造中の S 原子の層状構造の緻密な方向ほど結晶面の反射能がよいという傾向を見出したので、これを基として Hartman の仮説を参照して、黄鉄鉱の結晶の成長について a 面の成長する段階、e 面の成長する段階、o 面その他の面の成長する段階の三段階に分けて考察した。この結果は意外にも砂川氏等の統計をかなりよく裏附ける結果となつたのでここに報告する。

2 條線面の反射能と構造

黄鉄鉱の構造中の S 原子を (001) 面に投影すると第 1 図のようになり、此の S 原子の

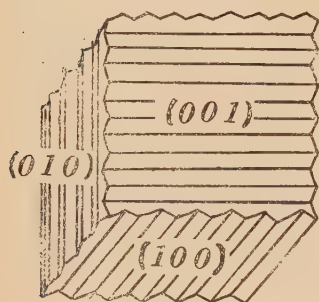
第 1 図 S 原子の (001) 面への投影図 (太線は條線面の模式的断面)



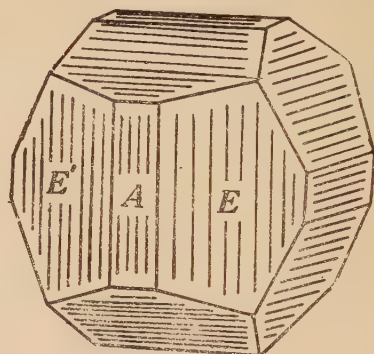
並ぶ方向と六面体の條線方向とが一致することは W. L. Bragg¹⁾ によつて X 線を用いて確かめられている。筆者等は S 原子のみの配列についてさらに考察を加え、各配列方向による疎密と結晶面の反射能及び大いさに関係があるのではないかと考へて、群馬県八幡鉱山産の凝灰岩質粘上帯に産する黄鉄鉱につき Goldschmidt の複円反射測角器を用いて測角を行った。結晶は第 2 図に示すように五角十二面体と六面体の聚形で條線面の反射能を検するために結晶のとくに大きくまた條線の深いものが選ばれた (第 3 図)。測角結果は第 1 表に示す通りで、上に述べた条件で選んだため、測角値そのものの誤差はもとより大きくなつたが、その反射能を検すると e(210) 面が一様に反射良好で各々一つの美しい光像が観察されるのに反し、a(100) 面は光像が a-e 晶帯に直角の方向に伸びたものが多く、甚だしいのは二重三重の像を呈して、e 面に比し甚だしく鮮鋭度を欠く。此の結晶では A 面は非常に狭められているのと厳密に A, E ブロックを明瞭に境することが

1) Bragg, W. L.; op. cit.

第2図 条線黄鉄鉱の結晶図 (a型)



第3図 条線黄鉄鉱の結晶図 (e-a型)



第1表 条線黄鉄鉱測角値 (e-a型八幡鉱山産)

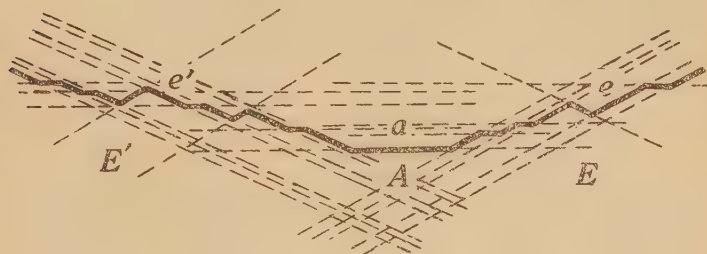
Block	Face (hkl)	S	Q	$\rho_{\text{obs.}}$	$\varphi_{\text{obs.}}$	$\rho_{\text{calc.}}$	$\varphi_{\text{calc.}}$	Number
E	l(210)	VL	A	90°00'	68°26'	90°00'	63°26'	1
	$s_1 = l(2\bar{1}0)$	S	B	89°42'	116°22'	"	116°34'	1
	$s_2 \doteq a(100)$	VVS	doublet	90°00'	88°10'	"	90°00'	Numerous
E'	l'(210)	VL	B	89°42'	116°22'	"	116°34'	1
	$s_3 = 210$	S	B	90°00'	63°26'	"	63°26'	2
	$s_4 \doteq a(100)$	VVS	doublet	90°00'	88°07'	"	90°00'	Numerous
E''	l''(210)	L	C	89°38'	242°17'	"	243°26'	1
	$s_5 = l''(2\bar{1}0)$	S	B	89°54'	296°23'	"	296°34'	1
	$s_6 = a''(\bar{1}00)$	VVS	doublet	90°00'	268°36'	"	270°00'	Numerous
E'''	l'''(210)	L	B	89°54'	296°23'	"	296°34'	1
	$s_7 = \text{none}$	—	—	—	—	—	—	0
	$s_8 \doteq a''(\bar{1}00)$	VVS	doublet	90°00'	268°29'	"	270°00'	Numerous
A	a(100)	M	D	89°54'	88°33'	"	90°00'	1
A''	a''(100)彎曲	S	E	90°位	269°位	"	270°00'	1

測角者 高野琴代

出来たのでここでは条線面はすべてE面に属するものとして記載した。此の条線面について面白いことは各々のE面は大体1~2ヶの S_{2n+1} 条線面を伴っているが、これらはいずれも条線面としては著しく広く、また反射像も対稜の同価面と全く一致し、反射能も殆んど同じ程度である。一方 S_{2n} 条線面は各E面に20~30本の条線面として見られ、その輝度を綿密に検すると必ずしも平行な一群の面ではなくて、僅かずつ左右に歪んで波型をなしているものが多い。従つて反射像も一致せず四重、五重の像の聚合として観察さる。

なお結晶が大きいので小さな紙片を用いて目的の面の周囲の面を遮蔽して上の結果を確かめた。測角の結果を拡大して面に垂直に図示したのが第4図である。

第4図 条線黄鉄鉱の拡大断面図 (\perp [001])



3 考 察

ここで先程の黄鉄鉱の(001)面への構造の投影図(第1図)について考えて見よう。とくにS原子についてのみ考慮した場合、W. L. Braggは黄鉄鉱の(001)面へ投影したS原子の配列方向(図中aの方向)は、六面体結晶の(001)面の条線の方と同じ向きであることをX線で確かめた¹⁾²⁾と解いている。筆者等は上の測角値に基づき、条線面の解釈を求めるためにこの投影図に対して更に検討を加えた。その結果、図に示すように第一にe及びe'の非常に緻密な層構造が見出され、ついでb方向のやゝ粗い層構造更にa方向の互い違いに並ぶ前者とは異なる構造の順に見出し得ることに気づいた。即ちBraggが(001)面上の条線を説明したのに対し、筆者等はこれと垂直方向の(100)面上の条線面についての解釈を行つたのである。もし原子の結合などを無視して黄鉄鉱の構造にFe原子がないと仮定すれば、此の鉱物はc面に最も完全な、b面には稍完全な、そしてa面には稍明瞭な劈開を想起させることが出来る。実際の黄鉄鉱にはFe原子があるので此のような順位の劈開はあり得ないが、S原子の層構造の緻密度が結晶面の反射能や大きさに関係をもつであろうということは言い得るのではないかと思う。即ち第1表に示す通り最も反射の良好なまた発達したe面が最も緻密にS原子が層構造をなしている面を代表し次ぎの反射能と広さをもつa面がこれにつぐという事実である。この個体には認められないが(111)面を伴う黄鉄鉱もかなりあるがその反射能は一般に之等の面より悪いから反射像を結ばないもの¹⁾が多い。之等の事実については更に数値を多くして確かめたい。

また、これと並行して非常に興味あるのは(001)晶帯に垂直に見た場合第1図のa面とb面とではS原子が全く異なる配列をなすということである。即ち第2図のように六面体の結晶を考えた場合、(100)面には[011]晶帯の条線面、更に(010)面には100晶帯の条線面、更に(100)面には[010]晶帯の条線面が発達する理由が簡単に納得出来るからである。即ち第1図の場合a面はその形成の途中でa面の方とそれ程角度が違わず、しかもより強力な層構造をもっているe、e'面に層代りされ易く、e、e'及びaの聚合となる

1) 伊藤貞市; 前出, 1935, 1937

2) Bragg, W. L.; op. cit.

ためにその面の稜の集合として条線が認められる。これに反し、b面では e 及び e' 面に乗換えるためには非常に大きな凹角をつくることになり、結晶体の表面積を非常に広くするという矛盾に遭遇するので実際に起り得ず、代りに今の a 面の条線の方向と同価の方向、即ち [100] 晶帯の条線を生ずるのだと思われる。また本実験に用いた資料の場合、偶然にも結晶面の反射能と面の発達が一致し、またそれが層構造の緻密度と一致したが面の広さに関する限り非常に複雑な要素の一つとして此の層構造を考慮するに留めたいと思う。このことについては次に述べる。

4 黄鉄鉱の成長

それではここで黄鉄鉱の結晶がどのようにして晶出し、また成長するかを考察したい。極度の過飽和に溶融した熔液中より 何等かの刺激により 黄鉄鉱の胚が晶出されたと考えよう。此の場合はこの胚は勿論非常に少数の単位胞の規則正しい聚合により形成されていると見なし得る。一度溶液中のそこかしこに胚が出来ると、その周囲の熔液から黄鉄鉱の成分がその周囲から層一層と附加されて結晶を成長させる。胚から種へ、種から微晶へ、微晶より我々の眼に見える結晶へと次第に大きくなる。かくして第 1 段階の六面体は形成さる。此の場合は非常に過飽和な状態にある熔液なので熔液中の構成単位は一刻も早く規則正しい配列の一員になろうとするから、結晶の成長も速やかで、又他の条件の顧慮なしに基本の六面体の各面の上に、統計的には一様に一枚々々規則正しい格子として附加されて行く。即ち第 1 段階で生成される結晶型は六面体である。勿論胚の時には遙か彼方にあつた隣の胚から成長した結晶と貫入して始めてその規則的な發育を 変えるような場合もあろう。また黄鉄鉱の単位胞の稜の長さは 5.418\AA ¹⁾ であるから、例えば径 1 cm の黄鉄鉱の稜の一辺に並ぶ単位胞の数だけでも 2 千万個にも達するのだから各面に無数の構成単位が附加されて来たと考えれば我々の眼に映る黄鉄鉱は特殊な条件のない限り殆んど正六面体となるであらう。また熔液の冷却の比較的速度い場合にも他の因子の作用が滅殺さるから六面体を成長させることが予想される。

実際の場合には熔液は終始同じ濃度ではなく、晶出するに従い刻々状態の変るものが多い。第 2 の段階として熔液の濃度がかなり飽和状態に近い状態を考えよう。別な場合として熔液の冷却度の中庸の場合を考えてもよい。かかる条件下では構成単位が附加する速度がかなり緩慢になる。そこで第一段階のように何処にでも附着出来る面に附加されるというのではなくて構成単位はある程度の選択権をもつて附着するようになる。この表面積を出来るだけ小さくしようとする力、即ち球面に近い形態をとらうとする因子 F_1 と既成の個体中の出来るだけ反撥力の少い位置に入り込もうとする因子 F_2 によつて支配される。これらは結晶の種類によつても異なるだらうが、第 2 段階では F_2 の方が大きく支配する。黄鉄鉱の場合 e 面が最も緻密な層構造をなしているの、此の面上に出現した構成単位中の S 原子が層構造中の S 原子の緻密な平面で強く反撥されて再び熔液中に戻されて終う。ところがしばらく熔液中をさまよつてから舞戻つた点がたまたま e 面の一端であつたとすると今度は最も強い反撥力の平面に平行な位置なので容易に附加することが出来る訳である。即ち第 2 段階では e 面には附加せず、その周辺に平行に並ぶ構成単位が選

1) Goldon, R. B.; op. cit. 1951

かに多いので、肉眼的にはe面のみの単形として成長するわけである。

第3段階では熔液は殆んど飽和状態であるか、温度が極めて除々に低下する場合をいう。此の場合は結晶面への附加は更に緩慢で、 F_1 の方が F_2 より強く支配されると思われる。従つて出来るだけ球形に近い方向へと $o(111)$, $p(221)$, $n(211)$ 等の面に配列されて、頂点方向への附加を防いで行く。o面はかなり発達するものが多いが一般に前記e, a面に比して反射能が甚だしく悪く時には足尾産¹⁾のもののごとく全く反射像を認め得ないものが多い。これはo面にはS原子の強い層構造を欠くので、附加する構成単位への抵抗力が弱くそのため非常に不規則な平面を生じ易いことに起因するものと考えられる。

今まで黄鉄鉱の晶出と晶癖について基本的と思われる3つの段階について論じた。実際には第2段階の途中で成長が停止してa—e面の聚形になつたり、更に途中で第3の段階に移行してa—e—oの聚形になるような例が多い。否それ以上の複雑な因子によつていろいろの影響を受けると思う。

また黄鉄鉱の条線については各段階において濃度又は温度の比較的急激な降下で急に選択性を増し、今まで統計的に平均して凹面を充して来たのがその時から凹面に入ろうとすると三方向のSから反撓されるので結局抵抗の少い新しい稜を延長する方向に附加する傾向が著しく増して我々の眼に見える条線となつたと推察される。此のことに關聯して種々の興味深い問題が予測されるので目下定永両博士の御指導を仰いで検討を加えているので近く詳細を報告したいと思う。またこれらの条線面の中 S_{2n+1} の面が発達し反射能もとくによいのはこういう比較的狭い範囲においては新しい構成単位は反撓されても少い移動ですぐ別の位置に附加することが出来るので、かゝる面は不規則な構成単位の附着を許さないのに起因すると考えられよう。また此のことから逆に一般に大きい結晶ほど層構造によつて反撓されると構成単位の移動距離が遠くなるのでそれがたとえa, aのような強力な面においてもその面上に不規則に附加され易くなる。即ち一般に大きい結晶ほど同価の面の反射能は悪くなる可能性がある。

また先程の第1～第3段階にわたる成長の過程に従えば、統計的に六面体の結晶は小さく五角十二面体、八面体の結晶が大きいことが予測されるが、最近砂川氏が花岡・鰐淵・神戸各鉄山のいずれの場合にも結晶粒が小さい場合程六面体型の出現が多くなると報告している²⁾のは興味深い。但し、同産地のもので粒度より考えると五角十二面体型と八面体型の大きさの頻度が筆者等の考えと異なつた結果を得ている。これは第2第3段階に進むと、実際の場合は筆者等の考えるように単純な原因ばかりではないということである。砂川氏にいろいろと検討を加えて頂きたいと念願する。また砂川氏は米子鉄山の青蠟石及びダイアスポアのいずれのzoneの中でも上部は $e(210)$ 面が発達し下部は $o(111)$ 面が発達し、また $p(221)$, $n(211)$ 面も下部に多い傾向にあると報告している³⁾。これは下部ほど温度の低下が遅く緩慢に晶出されたことを物語るもので筆者達の考えと一致する。また砂川氏が硫砒銅鉄と共生する黄鉄鉱の結晶はつねに八面体の微晶⁴⁾であるといつているが、これはAsの存在による何等かの原因で結晶の品出速度がきわめて遅くそのため晶出の始

1) 伊藤貞市；前出，1935，1937

2) 砂川一郎；前出，1951，1952，1955，1955

3), 4) 砂川一郎；前出

めから選択性をもつて、即ち第3段階の成長を遂げたものと解釈出来る。砂川氏は晶相を変化させる原因として温度降下・冷却速度・鉍化度・pHの条件の変化を挙げているが、筆者等も同感でこれらのものと共に過飽和度が主要な役割を果たして各段階でその条件に応じた選択性をもつものと思う。

5 結 論

1. 群馬県八幡鉍山産の黄鉄鉍の面及び条綿面の反射能を測定したところ、結晶構造中のS原子のみの層構造の緻密度と一致した。

2. 更に黄鉄鉍のa, c面及び条綿面の各々(001)面へ投影して対比した処、S原子は主要な形態面の形成に重要な役割を果たしていることを確認した。

3. 上の解釈は六面体型、五角十二面体型のいずれにも適用出来たが、八面体型については反射能の測定などにより研究を進めたい。

4. 黄鉄鉍の生成に関し形態と構造の考察から $a(100) \rightarrow c(210) \rightarrow o(111) \rightarrow$ の順に晶出することを考えた。

5. 此の考えは最近の砂川氏の研究成果とかなりよい一致を見た。但し個々の鉍床との関係の解釈は将来の研究を待ちたいと思う。

筆者等の考えについてもこれから検討せねばならない余地がかなりある。例えば F_1 , F_2 の物理的な意義、45°種にも達する黄鉄鉍の各面¹⁾についての解釈、ことに F_1 が単に表面積を小さくしようとする因子だけであつたら第3段階でo面のみの単形までは発展し得ないという疑念が起るのは当然である。これらについては今後詳細に検討したい。また面の反射能についても光電倍数管等を用いて定量的に比較出来るようにすれば面白いと思う。これらは単に黄鉄鉍の反射能の対比ということにとどまらず、硫化鉍物及び硫酸鉍物の各型の構造のもの²⁾について反射能の測定の対比を行えば面白いと思う。同じく良く発達した面であつても一般に方鉛鉍のa面が閃亜鉛鉍のo面よりも遥かに良い反射能をもつ傾向にあるということも、S原子の層構造と金属原子の関係からあるいは説明出来るのではないかと思う。またこのように結晶の構造と形態が密接な関係にあるものならば例えば、毛鉍のように結晶構造の未決定の鉍物の解釈、あるいははつきりした結晶形態をもたない鉍物形態の予言を行うことが出来るかも知れない。

6 謝 辭

本稿を讀みて筆者等を慈父の如く指導賜つた東京大学理学部鉍物学教室伊藤貞市教授に捧げる。また種々有益な御教示を仰いだ同教室定永両一助教授並びに飯高洋一氏、同大学教養学部立見辰雄助教授及び湊秀雄助教授等の諸氏に厚く御礼申上げる。また本稿を纏める間接の動機を与えて下された堀越載君始め筆者の一人の朋友各位に御礼を申上げる。最後に豊富なデータを報告された地質調査所砂川一郎氏に深い敬意を表する次第である。

1) Todoky, L., Zimmayi, K.; op. cit., 1931

2) Gruner, J. W.; op. cit., 1929

蓬萊高松鑛山の褐鐵鑛鑛石*

On the limonite ores from the Hōraitakamatsu Mine

本 多 朔 郎 (Sakuro Honda)**

Abstract: The limonite ores from the Hōraitakamatsu Mine may be classified into three types according to their external appearance and mineral compositions as follows:

(1) Dark brown compact ores, composed of goethite only.

(2) Light reddish clayey ores, characterized by the presence of hematite and the intricated mineral contents, namely, montmorillonite, α -cristobalite, quartz, tridymite, goethite and hematite.

This complication is ascribed to the fact that the clay altered from volcanic ash mingles in this ores.

(3) Dark yellow clayey ores, composed of goethite and quartz.

A limonitic substance replacing a kind of moss is found in this mine, and from the results of its investigations, it is ascertained that it is not hydrous ferric oxide but basic ferric sulphate. The results were reported in another paper.

1 緒 言

鉄の重要な資源である褐鉄鉱は含水酸化鉄鉱をばくぜんとあらわす名称として広くつかわれてきたが、最近本邦その他において、褐鉄鉱のくわしい鉱物学的研究が行われていて、その鉱物内容がしだいに明確になつてきつつある¹⁾。筆者はまえに蓬萊高松鉱山の硫化鉄鉱、褐鉄鉱々床をしらべ、その鉱床の輪郭を報告した²⁾が、その後、本鉱山の褐鉄鉱石の鉱物組成の研究を行った。その結果本鉱山の褐鉄鉱々石は外側上3種に大別することができ、その鉱物組成もそれぞれ異つており中にはかなり複雑な鉱物内容をもつものがあることがわかつた。また、鉱山内に、 SO_4^{2-} を多量にふくんだ強酸性 ($\text{pH}=2.9$) の鉱泉があつて、その流路に生育している蘚苔類の根元を交代して褐鉄鉱によく似たもののできつつあるのがみられ、これは見掛け上、含水酸化鉄とおもわれたが、じつは非晶質のある種の塩基性硫酸鉄である。この事については別に報告した³⁾ので、ここではおもに褐鉄鉱々石の鉱物組成について報告する。

* 地下資源関係学協会合同秋季大会にて講演(昭和30年10月23日、於京都大学)
秋田県雄勝郡山伏岳周辺の鉱床群(第二報)

** 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所

1) 南部松夫：東北大選研彙報 11, 1, 1955

南部松夫：鉱物誌 2, 4, 1955

福尾券一：鉱物誌 2, 4, 1955

J. L. Kulp & A. F. Trites : Am. Min., 36, 1 & 2, 1951

2) 本多朔郎：秋田大鉱山学部地研報告 13, 1955

3) 本多朔郎：鉱山地質(印刷中)

2 鉍床の概要

蓬萊高松鉍山は秋田県湯沢市須川字高松にあり、鉍床は硫化鉄鉍と褐鉄鉍の鉍床である。硫化鉄鉍々床は本邦に例の多い硫黄鉍床に伴う黒色硫化鉄鉍からなり、母岩に漂白化作用、蛋白石化作用、明礬石化作用、陶土化作用などの変質作用をあたえている。鉍石は変質して粘土状になった岩石中に鉍染した黒色の土状鉍が多い。この硫化鉄鉍は一時開発が計画されて探鉱坑道も若干掘られたが、間もなく中止され、その詳細は不明である。

褐鉄鉍々床は硫化鉄鉍々床にすぐ隣接して賦存するもので、成因的には、硫化鉄鉍の生成後、傾斜地の上部に湧出した含鉄鉍泉から化学的乃至生物化学的に沈澱した水酸化鉄が含水酸化鉄鉍に変化して褐鉄鉍々床をつくつたものであり、みなもとの含鉄鉍泉は現在のものから推定して硫酸鉄溶液であつたと考えられる。褐鉄鉍は一般に鉍層状をなす含鉄鉍泉の流路が時とともに変化したため、その堆積関係は単純なものではない。

鉍石の生産量は現在、月平均 2000 ton である。

3 褐鉄鉍々石の種類と産状

褐鉄鉍々石はつぎのような種類に大別され、種々様々の産状をしめす。

褐色塊鉍……堅くて緻密な黒褐色の塊鉍でこれが岩石の小塊を核にしてブドウ状をなしたり、多くの漂白した岩石の破片を充填膠結して礫石状をなしたり、または、ブナ、ナラなどの高等植物の葉片や茎、あるいは、蘚苔類を交代してその仮像をなしたりしている。

赤色粉鉍……天然の「べんがら」とも云うべき鮮赤色の土状粉鉍で、植物体の仮像をなすものはみあたらない。量も多くない。

黄色粉鉍……黄褐ないし黄色の土状粉鉍で、これにも植物体の仮像はみられない。表土に近い部分に多く、表土に漸移していることが多い。

この三種の鉍石の分布、産状には、はつきりした規則性がないばかりでなく、かなり複雑な相互関係をしめす部分もあるが、おおむね、褐色塊鉍は下部に、赤色粉鉍は中部に黄色粉鉍は最上部に多い。

4 各褐鉄鉍々石の鉍物組成

i) 褐色塊鉍

後掲の示差熱分析および X線廻折の結果からこの鉍石の組成鉍物は針鉄鉍である。

示差熱曲線(第1図 A, 風乾試料 0.3 gr. 使用, 温度上昇率 1分 10°C)では、130°Cと 300°Cに大きな吸熱反応をしめし、前者は吸着水の脱出に、後者は結晶水の脱出によるもので、典型的な針鉄鉍の熱曲線をしめしている。

X線廻折線 (Norelco X線廻折計数装置, Fe K α , no filter, scanning speed 2°(2 θ)/min., 4—1—4, 1°—0.006"—1°, 35KV, 9mA)は第1表にしめしたように針鉄鉍の廻折線のみをあたえている。

ii) 赤色粉鉍

赤色粉鉍は色が特徴的であり、またその鉍物内容も他の二者にくらべると複雑で、モン

モリオン石, α -クリストバル石, 石英, リンケイ石, 赤鉄鉱*, 針鉄鉱からなるものである。

示差熱曲線(第1図 C, 条件ま
えと同じ)では 160°C, 280°C,
530°C, 575°C, 650°C にそれぞ
れ吸熱反応, 970°C に小さい発
熱反応がみとめられる。このう
ち, 160°C のピークは吸着水,
575°C のピークは石英, 650°C,
970°C の各ピークは モンモリ
オン石にそれぞれ原因するもので
ある。280°C のピークは針鉄鉱
のそれに類似するのであるが, 他
の褐色塊鉄, 黄色粉鉄ものにくら
べると ピークの温度がやや低く
また振巾も小さい。これはつぎ
の X線廻折線からわかるように

第 1 表 褐色塊鉄の X 線廻折線

d(Å)	I	Shape	
4.62	37	br.	β
4.20	100	br.	G
2.703	59	br.	G
2.582	38	br.	G
2.458	99	br.	G
2.259	31	br.	G
2.204	31	br.	G
2.184	31	br.	G
1.729	46	v.br.	G

- 註 1. β は $d=4.15$ に対する $\text{FeK}\beta$ の廻折線
2. G は針鉄鉱の廻折線
3. 得られた X 線廻折線から鉄物を推定する場合
つぎの文献中のデータによつた。以下同
様である。
G.W.Brindley編: X-ray identification
and crystal structure of clay minerals
(1951)
須藤俊男: 粘土鉄物 (岩波全書) (1953)
久保輝一郎・加藤誠軌編: X 線廻折による
化学分析 (1955)

第 2 表 赤色粉鉄の X 線廻折線

d(Å)	I	Shape	
15.5	35	v.br.	M
4.50	35	br.	M
4.34	41	sh.	T
4.26	43	v.sh.	Q
4.19	25	br.	G
4.11	63	sh.	T
4.06	48	sh.	C
3.82	25	sh.	T
3.69	45	sh.	H, Q(β)
3.35	100	v.sh.	Q
2.714	39	br.	H
2.520	36	br.	H, C
2.210	20	br.	H
1.845	22	br.	H
1.819	19	sh.	Q
1.701	26	v.br.	H

針鉄鉱の廻折線は微弱であつて,
鉄鉱物としては, 赤鉄鉱の廻折線
が強く出ていることから 針鉄鉱
の量が少いことと 熱的に不活性
の赤鉄鉱の 存在するために 振巾
が小さくなつたのであろう。ま
た, 赤色を呈する原因は, 赤鉄鉱
の存在による。

X線廻折線(Norelco X線廻折
計数装置, 条件まえと同じ) は第
2表に示したように, モンモリ
オン石, 石英, α -クリストバル
石, リンケイ石, 針鉄鉱, 赤鉄鉱
の各廻折線をあたえている。

iii) 黄色粉鉄

つぎの 示差熱分析, X 線廻折線
の結果によると, この鉄石は針鉄鉱
と石英とからなるものである。

- 註 1. Q(β) は $d=3.34$ に対する $\text{FeK}\beta$ の廻折線
2. M=モンモリオン石, Q=石英, C= α -クリ
ストバル石, T=リンケイ石, H=赤鉄鉱,
G=針鉄鉱の各廻折線。

示差熱曲線(第1図 B, 条件まえと同じ) は褐色塊鉄の場合と大差ないが, 300°C の吸

* これは南部松夫氏(前出, 東北大選研彙報)の加水赤鉄鉱のようなものであるかも知
れぬ。この点の吟味はまだおこなつていない。

熱反応にひきついて小さい発熱反応がみられる点で異なる*。

第3表 黄色粉鉱のX線廻折線

d(Å)	I	Shape	
4.72	38	v.br.	β
4.21	100	br.	Q
3.36	31	br.	G
2.714	56	br.	G
2.593	36	br.	G
2.461	85	br.	G
2.257	32	br.	G
2.199	27	br.	G
2.178	27	br.	G
1.729	42	br.	G

註 1. β は $d=4.15$ に対する $\text{FeK}\beta$ の廻折線

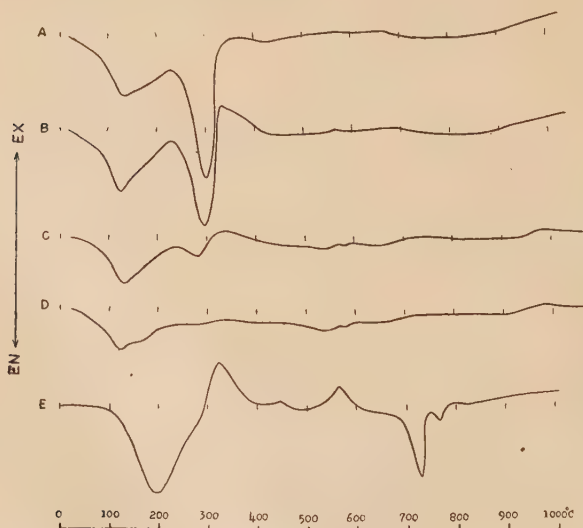
2. Q=石英, G=針鉄鉱の各廻折線

一般に含水酸化鉄鉱の示差熱曲線で、 300°C の吸熱反応にひきついて起る発熱反応は、吸熱反応によつて生じた無水物が非晶質(又は低結晶度)である場合、これが結晶質(又は高結晶度)に移るために生ずるものである。

いまの場合も、黄色粉鉱の針鉄鉱は褐色塊鉄の針鉄鉱より結晶度が低いために、この発熱ピークが生じたものである。

X線廻折線(Norelco X線廻折計数装置、条件まゝと同じ)は第3表にしめたように、針鉄鉱の他に石英の廻折線をあてている。

第1図 示差熱分析曲線



- A: 褐色塊鉄, B: 黄色粉鉄, 320°C 附近の発熱反応に注意
 C: 赤色粉鉄, Dに類似していることが分る
 D: 白色粘土, E: 藓苔類を交代してある褐鉄鉱様物質

* 別の示差熱分析装置を用いて追試を行つたが同ような発熱反応をえた

5 成 因 考 察

鉄床の概要の項でふれたように、本鉄山の褐鉄鉱々床は、含鉄鉱泉から沈澱して生じたものである。褐色塊鉄と黄色粉鉄は含水酸化鉄鉱のうち、針鉄鉱を組成鉱物とするもので、この点に関しては別に問題はない。

赤色粉鉄はこれに反し、その鉱物内容が複雑な上、鉄鉱物としては、赤鉄鉱を主としている。その原因は、この粉鉄に密接に随伴している白色の粘土があつて、この粘土は、産状分布から火山灰の変質したものと考えられるもので、その鉱物組成を調べると、赤色粉鉄によく似ている。したがつて赤色粉鉄の生成時には、含鉄泉から含水酸化鉄鉱の沈澱が行われていると同時に、火山灰の降下があつて両者が混合したことが考えられる。また、このようにして赤色粉鉄が生成したため、含水酸化鉄も褐色塊鉄などの場合と異つた条件下におかれたので、針鉄鉱の他に赤鉄鉱が生じたのであろう。

白色粘土の示差熱曲線(第1図D、条件まえと同じ)をみると、赤色粉鉄のそれに非常に似ており、両者の鉱物組成が類似していることがわかる。

X線廻折線(Norelco X線廻折

第 4 表 白色粘土の X 線廻折線

計数装置, CuK α , Ni-filter, scanning speed 1°(2 θ)/min., 16—0.8—4, 1°—0.006"—1°, 35KV, 15mA) は第4表にしめたように多くの鉱物の廻折線をあたえているが、リンケイ石、石英、 α -クリストバル石などの廻折線が強く出ており、赤色粉鉄の組成鉱物と共通したものが多

d(Å)	I	Shape	
15.2	7	v.br	M
9.90	6	br	K
7.10	3	v.br	K
4.46	8	br	M
4.30	29	v.sh	T
4.25	24	"	Q
4.08	100	"	T
4.04	57	"	C
3.80	17	"	T
3.33	69	"	Q
3.24	7	br	T
3.14	6	"	C
2.959	7	"	T
2.840	6	v.br	C
2.563	4	br	M
2.481	7	"	C
2.455	6	"	Q
2.303	4	"	T
2.280	6	"	Q
2.125	6	"	Q
2.044	4	v.br	C
1.977	4	br	Q
1.817	8	"	Q
1.672	8	"	Q
1.540	7	"	Q
1.537	4	"	M
1.371	6	v.br	Q

い。
つぎに鉄山内でみられる鉄泉の流路に生育している蘚苔¹⁾を交代して、褐鉄鉱に類似したものができつつあることは既に別報したがこのものは化学分析、示差熱分析(第1図E)などの結果によると、単なる含水酸化鉄ではなく、非晶質のある種の塩基性硫酸鉄である。これは含鉄泉(硫酸鉄溶液)から含水酸化鉄のできる過程で、中間生成物である塩基性硫酸鉄が蘚苔類によつて固定されたものである。

註 1. M=モンモリヨン石, K=カオリン鉱物,
T=リンケイ石, Q=石英, C= α -クリスト
バル石の各廻折線

1) *Sclenostoma pallidum*

(Steph.) (= *Jungermannior pallida* Steph.) 鑑定の特許をして下さつた秋田大学学芸部加藤助教授に御礼申し上げる。

現在、鉾石として採掘している褐色塊鉾には、いろいろの植物体を交代してその仮像をなすものがあり、なかには蘚苔類の仮像のみからなるいわゆる“moss limonite”も多いが、鉾石学的には針鉄鉾を組成鉾物としている。上に述べた事実から、すでに緻密な鉾石になって了つた“moss limonite”も生成当時は、上述のような塩基性硫酸鉄の形を一度とり、それが長年月の間に含水酸化鉄鉾に変わったものと考えられる。

6 結 言

蓬萊高松鉾山の褐鉄鉾々石は外觀から褐色塊鉾、赤色粉鉾、黄色粉鉾に三大別することができ、赤色粉鉾をのぞくと、いづれも鉾石学的には、針鉄鉾からなるものである。これに反し、赤色粉鉾のみは、特徴的な鮮赤色と、複雑な鉾物組成をしめし、鉄鉾物も針鉄鉾でなく赤鉄鉾が主体をなすのであるが、これは含水酸化鉄鉾の生成時に、火山灰の降下があつたためにおこつた現象であると考えられる。

また鉾山内でみられる蘚苔類を交代して生じつつある褐鉄鉾類似のものは含水酸化鉄鉾生成の中間生成物である或種の塩基性硫酸鉄が蘚苔類によつて固定されたものであり、すでに鉾石化している“moss limonite”も、いちどこのような形をとつた事が推定される。

この研究にあたり 東京大学 渡辺武男教授、東京教育大学 須藤俊男教授、東北大学 選研南部松夫助教授、名古屋大学 長沢敬之助助教授、同諏訪兼位氏、石原産業株式会社 阿部頭氏および 秋田大学鉾山学部 関係各位からは実験上の御指導、御援助を忝くした。また本稿は 秋田大学鉾山学部 加賀谷文治郎教授、加納博助教授に校閲して頂いた。以上のかたがたに厚く御礼を申し上げる次第である。研究に要した費用の一部には 文部省科学研究助成金を用いた。

日高国目黒地方にみられる輝緑岩について*

On the diabase at the Meguro district, Hidaka Province, Hokkaido

外 崎 与 之 (Yono Sotozaki)**

Abstract: There is a distinct difference in the distribution of the igneous rocks between the western and the eastern part of the Hidaka metamorphic zone. The peridotites and gabbroic rocks are widely distributed in the western part. The granites mainly occur in the eastern part.

Meguro district is situated in the south-eastern part of the Hidaka Mountains. From petrological features, metamorphic zone of this district can be classified into the following six zones. 1. hornfels, 2.

* 1955年 5月、日本地質学会北海道支部例会にて講演

** 北海道学芸大学函館分校地学教室

schistose hornfels, 3. banded gneiss, 4. cordierite migmatite, 5. gneissose migmatite, 6. granitic migmatite. These metamorphic rocks and migmatites are intruded by dikes of basic igneous rocks, such as diabase, dioritic gabbro, hornblende gabbro and amphibolite. It seems probable that the above-mentioned basic plutonic complexes and the basic dikes are genetically related. The diabases which occur as minor dikes (2~3m. in average width) are more abundant than the other dike rocks.

The diabase may furnish clues that will suggest further data necessary to solve a problem of the mutual relation between the migmatites and the basic igneous complexes. In the present paper, the writer have described the mode of occurrences and the microscopical features on the diabases. Some considerations on the distribution, alteration and intrusion of the diabases are given.

ま え が き

日高変成帯には、その西側に細ながくつづく塩基性火成岩がみられる。しかし、変成帯の主体であるミグマタイトをはさんで、東側には、このような塩基性岩石は殆どなく、花崗岩類がおもな侵入岩体として分布している。このように山脈の中軸をさかいに、東西の地域では、火成岩類の分布のうえに、明らかなちがいのことが、舟橋三男・橋本誠二¹⁾によつて、早くから述べられている。

目黒（旧称猿留）地方は、この変成帯南端部にあたり、その東側に位置する。この地域には、西側にみられるような大規模な塩基性火成岩はないが、幅数mの輝緑岩脈がいたるところに認められる。現在、この種の岩脈類の性質や活動時期が、西側の基性火成岩体のそれと、直接に対比できる資料にとほしいが、成因的には、密接に関連したものと考えられる²⁾。従つて、今後、ミグマタイト類と塩基性火成岩類との相互関係一とくに時期的な問題一を明らかにしていくためには、この種の岩脈類に注意することも、基礎的な一つの資料になると思われるので、ここに、その概要をしるす次第である。

1 岩 帯 分 布 と そ の 性 状

目黒地方は、第1図に示したように、変成岩類及びミグマタイト類が、主な岩帯として分布する。この岩帯は、東側から西側にむかつて、ホルンフェルス(4~6km)、片状ホルンフェルス(400~700m)縞状片麻岩(200~5000m)、葦青石ミグマタイト、片麻岩質ミグマタイト(0.5~1km)、花崗岩質ミグマタイト(1~1.5km)などに分帯することができる。これらの各岩帯は、その片理面の走向が、ほぼ、NW-SEで、NEに40°~50°の傾斜を示し、帯状に配列している。

ホルンフェルス、片状ホルンフェルスおよび縞状片麻岩の岩帯の間には、明らかな境界

1) 舟橋三男、橋本誠二；民科地団研専報，6，1~38，1951

2) 斑岩類は、いずれも先駆的侵入相として、輝緑岩のような岩石をもつことが、橋本誠二(地質，57，1951)によつて述べられている。また、広田正一(東京教育大地鉱研究報告，3，173~180，1954)は、本地域の輝緑岩に類似した岩石を、転石として、幌満地方に発見している。

第1図 目黒地方にみられる輝緑岩脈の分布



1. 冲積層 2. ホルンフェルス 3. 片状ホルンフェルス 4. 縞状片麻岩
 5. 堇青石ミグマタイト 6. 片麻岩質ミグマタイト 7. 花崗岩質ミグマタイト
 8. 花崗岩 9. 輝緑岩脈 10. 角閃岩 11. 断層
 A. 目黒 B. 猿留トンネル C. 咲梅 D. 猿留川 E. ワラビダイ
 F. 豊似橋 G. 記念橋 H. 記念沢 I. 幌満越え沢

がなく、それらは、漸移的ともいえる移過状態を示している。片麻岩質ミグマタイトは、縞状片麻岩と類似しているが、構造的には、堇青石ミグマタイト帯中に位置しており、かつ、珪線石、堇青石の大型斑状変晶が形成されている特異な岩帯である。堇青石ミグマタイトは、山脈中軸の主体を構成しており、縞状片麻岩帯、片麻岩質ミグマタイト帯とは、移過している。花崗岩質ミグマタイトは、堇青石ミグマタイト帯のなかに分布しており、片麻岩帯および堇青石ミグマタイト帯とは、進一的な関係である。

以上に述べた各岩帯には、岩脈状ないしは岩床状に、輝緑岩、閃緑岩質斑岩、角閃斑岩および角閃岩などが認められる。

2 輝緑岩の産状

ここで輝緑岩と称するのは、かつて、本地域を調査された大平安¹⁾が diopside quartz

1) 大平安; 地質, 33, 347~354, 1926

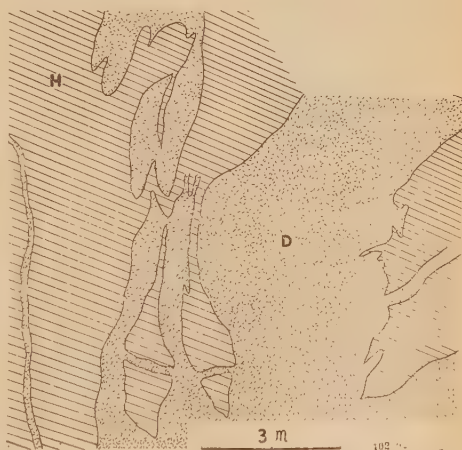
diorite と記載した岩脈に相当している。輝緑岩の分布は、第1図に示したように、ホルンフェルス帯、縞状片麻岩帯および片麻岩質ミグマタイト帯¹⁾の中に多く認められる。しかし、ミグマタイト帯には、極めて稀で、現在、花崗岩質ミグマタイト中の輝緑岩脈は、1本だけ見いだしたが、堇青石ミグマタイト中には、いまだ発見していない。また、ホルンフェルス帯や片麻岩帯のなかでも、その分布はある特定の位置に、とくに密集する傾向がある。例えば、目黒の南海岸、⁸猿留トンネルから咲梅のあいだ、約5kmの範囲には、12本の岩脈があり、また、豊似橋から150m上流の河岸では、約50m範囲に8本の岩脈が平行して観察される。

輝緑岩は、ホルンフェルス、片麻岩の片理構造を鋭角にきつていて(第6図の2)、それらと岩脈の境界が不明瞭になつていたり、漸移するようなことは見いだされない。岩脈の形は、不規則のことが多く、なかには、岩体の周縁に幅5~10cmの枝脈(branching dike)を伴うことがある(第2図)。一般に母岩にたいする熱変質は、殆んど認められないが、ホルンフェルス帯では、輝緑岩と接する10cm範囲に、稀に、弱い変質がみられる。この部分では、所々に黒白の縞状模様²⁾ができていて。このようなところは、普通のホルンフェルスよりも、はるかに緻密になつていて、鏡下では、一種の燧石状碎屑岩(flinty crushed rock)ともいえる岩石になつていて。

輝緑岩は、幅1mに充たぬものから、10m前後のものまで、種々の大きさであるが、概して幅2~3mの岩体が多く、そして、その進入方向は、ほぼ南北を示している。これらの岩脈のあるものは、その周縁と中核で、粒度や色調のちがいが著しく、極端な場合には、岩体周縁部より5cm範囲は、一様に細粒、黒灰色になつていて、一見、ホルンフェルスと類似しているが、岩体の内部ほど、粗粒になつて緑色調が濃くなつていて。また、幅5mの岩脈は、岩体周縁部に幅1mの優白岩をかなりの長さに伴うことがある。

輝緑岩のなかには、幅1mに近い不規則な形をしたホルンフェルス塊が、しばしば、ゼノリス状に包みこまれている。そして、この岩石には、堆積の葉理がのこつており、その

第2図 輝緑岩(D)の形とそのなかのホルンフェルス○(H) 垂直断面図



1) 以下、縞状片麻岩帯と片麻岩質ミグマタイト帯を、一括して、片麻岩帯とよぶことにする。

2) このことは、大平安(地質, 41, 660~680, 1934)も観察していて、斜長石、石英よりなる美しい文字状共生ができていてを記載している。

走向、傾斜は、周囲のホルンフェルス帯のそれと一致している(第2図)。なお、猿留川河口より、約5km上流のワラビダイでは、アプライト質ミグマタイト¹⁾と接して輝緑岩がみられるが、この岩脈には、ミグマタイト片が捕獲されている。その他、片麻岩帯および花崗岩質ミグマタイト中の輝緑岩は、片麻岩片を捕獲していたり、ミグマタイト源の斜長石(3.8×3.4mm)を、捕獲結晶としてとりこんでいる(第7図の3)。

3 輝緑岩の岩質

輝緑岩は、流状構造がない灰緑色、細粒塊状の均質岩が多いが、なかには、褐色をおびるものなどがある。鏡下では、粒度や色調の違いがあるにも拘らず、大部分の輝緑岩は、オフィティック構造を示している。その鉱物組成および斑状組織の有無などに基ずいて、次のような型を区別することができる。

I型：角閃石の中心部に輝石の残晶をとどめているもの、II型：輝石の残晶がみられぬもの、III型：I型の関係を有し、かつ、斑状組織を示すもの、IV型：I型の関係を有するが、チタン輝石が含まれているものなどである。各型の特徴について次に述べる。

I型：多くの輝緑岩がこの型に属している。岩石は、中粒～粗粒の塊状岩で、緑色をおびている。主な鉱物は、褐色～緑色の普通角閃石・普通輝石・ウラル石・斜長石からなり、副成分として、方解石・石英および鉄鈦石などがある(第6図の3)。粗粒な岩石ほど、角閃石の中心部に輝石・ウラル石がみられるが、それらの間には、corona structureが観察される。その形は、色々に分けられるが、主なタイプを3図にあげた。その他、細粒な岩石にみられる普通角閃石は、小晶でも、その中心部には普通輝石の性質をとどめることが多く、これらの鉱物の間には、輝石→褐色角閃石(もしくは緑色角閃石)→ウラル石の変質経路を伺うことができる。

II型：この型の輝緑岩は、極めて稀で、花崗岩質ミグマタイトを貫くもの、および幌満越え沢の縞状片麻岩を貫く幅10mの岩脈が、これに属している。岩石は、細粒質、茶褐色から灰色を示している。主な鉱物は、褐色角閃石・斜長石からなり、少量の石英、カリ長石²⁾、ウラル石およびチタナイトが伴う。ある岩脈は、褐色角閃石が葉片状～針状結晶を示していて、斜長石と角閃石とが組合う構造が、オフィティックにはなっていない。

III型：この型は、幅のせまい小規模な輝緑岩で、比較的細粒、緑色の岩石である。斑晶は、斜長石、ウラル石、輝石からなる。これらの斑晶鉱物の周縁には、角閃石や輝石、斜長石の微晶が、それらを取巻くような形に配列されている。斜長石の斑晶は自形で大きな結晶では、1.8×0.4mmに達するものなどがある(第6図の4)。石基中の斜長石と斑晶の斜長石とでは、成分の変化がなく、ほぼAn 52³⁾である。

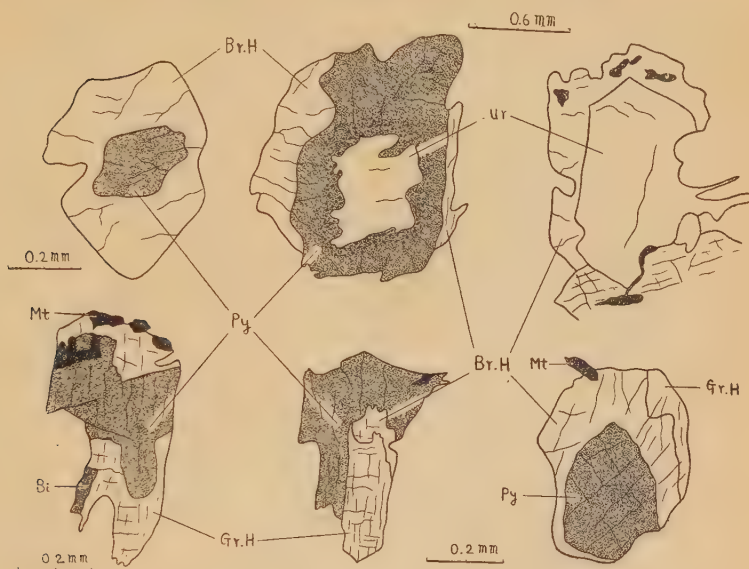
IV型：輝緑岩中にみられる普通輝石の大部分は、うすい灰色を示しているが、ここに述べる型は、その色調がとくに濃く、紫色をおびたチタン輝石を含むものである。中粒、緑色の濃い岩石で、典型的なオフィティック構造を呈するが、岩石が細粒になると、斑状構造を示すようになる。チタン輝石の色調は、斑晶として現われるよりも、石基をつくる微晶の方が、より濃い紫色を示しがちである。

1) ミグマタイト化作用の末期の形成である。

2) このカリ長石は、捕獲結晶なのか、あるいは、その他の原因によるものかは不明である。

3) 対称消光角法による。

第3図 輝石(Py)と褐色角閃石(Br.H)との関係



Gr. H : 緑色角閃石 Ur : ウラル石 Bi : 黒雲母 Mt : 鉄鉱石

構成鉱物の記載 輝緑岩の鉱物容量比は、1表にあげる。普通輝石は、斑晶・石基に共に認められる。短柱状をなし、うすい灰色を示している。(+) $2V=50^{\circ}\sim 56^{\circ}$ $c\wedge Z=35^{\circ}\sim 56^{\circ}$ (100)を双晶面とする聚片型双晶をなす。濃い紫色の輝石は、(+) $2V=48^{\circ}\sim 50^{\circ}$, $c\wedge Z=35^{\circ}\sim 48^{\circ}$, X-灰色, Y-淡褐色, Z-帯褐色を呈し、チタン輝石と思われる。ウラル石は、一般に淡緑色、不規則な形を有する。しばしば、斑晶状となっていて、それらには、輝石や角閃石の仮像と思える外形をもつものがある。普通角閃石は、柱状結晶を示し、(-) $2V=84^{\circ}\sim 87^{\circ}$, $C\wedge Z=10^{\circ}\sim 12^{\circ}$, X-黄・帯黄褐色, Y-帯黄褐色, Z-帯緑褐・暗赤褐色である。濃い褐色を示すものは、パーケヴィカイト質角閃石と思われる。角閃石の中心部には、小晶(針状結晶を除く)でも、輝石やウラル石が認められる。褐色と緑色の角閃石は、一般に漸移しているが、まれに、C軸を共通軸とする平行連晶をなすことがある。斜長石は、自形性のつよい拍子木状結晶をなし、角閃石や輝石に透入することが多い。その成分は、各々の型による変化がなく、An 37~54である。大きい結晶では、果帯構造をなしている。双晶は、結晶の大きさにかかわらず、極く普通にみられ、その型式は、牛来正夫²⁾のいう、複雑双晶が多いが、透入双晶も稀ではない。さらに斜長石のあるものは、光学的方位がちがついて、小晶の合体を思わせる mottled appearanceを示すことがある。

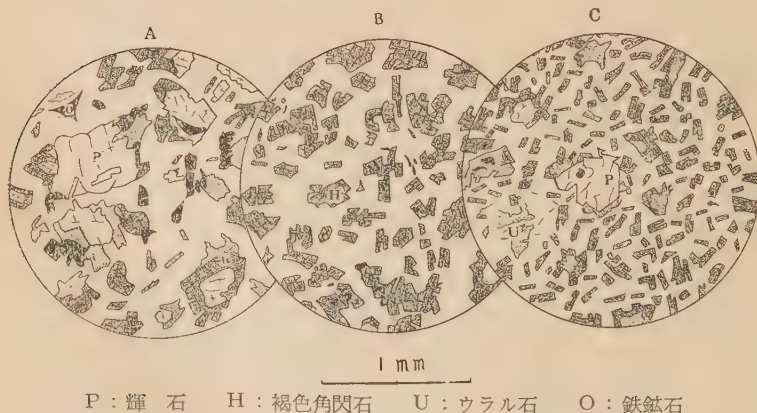
1) 光軸角は、すべて木崎甲子郎氏の測定による。

2) 牛来正夫；地質, 56, 441~443, 1950

第1表 輝緑岩の構成鉱物容量比(%)

	普通輝石	チタン輝石	角閃石		ウラル石	斜長石	カリ長石	石英	チタナイト	方解石	鉄鉱石	型	岩 帯
			褐色	緑色									
1	32.8		6.1		8.9	46.0		0.5	1.8		3.9	I	ホルンフェルス
2	2.7		27.0		4.8	60.7		3.9	0.3		0.6	I	"
3	12.3		3.4	0.8	13.0	64.4	0.4	1.6	0.2	0.7	3.2	I	"
4	4.1		0.6	25.6	3.2	64.0		0.6	0.3	0.5	1.1	I	"
5	1.3		23.3		5.0	68.7				0.2	1.5	I	"
6			26.3		7.4	63.6	1.2	0.5	0.7		0.3	II	"
7			28.6		7.2	63.4	0.1		0.4		0.3	II	"
8			41.9			54.7		3.0			0.4	II	片麻岩
9			26.6		4.0	53.5		0.8		4.0	1.1	II	"
10			34.4		4.3	58.3		2.1	0.9			II	花崗岩質ミグマタイト
11	19.7		11.5		14.2	51.8			1.1		1.7	III	片麻岩
12			50.4		8.3	40.5		0.2			0.6	III	"
13			21.5		27.8	49.3			0.4		1.0	III	"
14		14.6	5.4		21.4	52.0		2.5	0.3	0.5	3.3	IV	ホルンフェルス
15		16.1	0.6		24.8	54.8		1.2	0.3		2.2	IV	"
16		13.4	5.9		24.6	50.6		0.2	1.7	0.3	3.3	IV	片麻岩
17		12.6	5.5		13.9	64.4		0.9	0.6	0.2	1.9	IV	"

第4図 輝緑岩脈の中核部と周縁部



輝緑岩脈の中核部と周縁部について 輝緑岩の中核部と周縁部は、産状の項にすでに述べたように、粒度や色調に明らかなちがいのあるものが認められる。第4図は、幅3mの岩体から得た検鏡図であり、Aは岩体の中核部、Bは周縁から15cm内部、Cは周縁の部分である。中核部と周縁部を通じて、オフィティック構造を示し、角閃石の色調、形および斜長石の成分には、変化が認められない。それらの鉱物容量比は、第2表に示す。中核部と周縁部の主な特徴は、次の通りである。

中核部：1. 角閃石の中心部に

は、輝石の残晶およびウラル石が比較的多く認められる。2. 有色鉱物については、オパサイト化が著るしい。3. 石英・斜長石（ときに $3 \times 2.6\text{mm}$ ）が捕獲結晶としてとりこまれている。

周縁部：1. 輝石やウラル石は、斑晶としてみられるが、石基

第 2 表

	A	B	C
普通輝石	8.0%	0.2%	1.3%
褐色角閃石	23.3	38.2	50.3
ウラル石	17.3	2.2	5.8
斜長石	48.5	58.6	41.2
カリ長石		0.5	1.2
鉄鉍石	2.9	0.3	0.2

中には、輝石が比較的多く角閃石が多くなっている。2. 溜状にカリ長石がみられる。

輝緑岩に伴う優白岩 細粒、青灰色の岩石で、微閃緑岩ともいえる岩質を示している。鏡下では、粒状構造を呈す。主な鉱物は、斜長石(77.2%)、石英(14.8%)、緑泥石(5.6%)、鉄鉍石(2.4%) からなり、副成分として、ザクロ石・緑れん石などがある。斜長石は、平均 $1 \times 0.4\text{mm}$ の自形性のつよい拍子木状結晶である。An 34~48 を示し、かつ、累帯構造、双晶構造は、共によく発達している。双晶は、240個の斜長石を調べた結果、無双晶—8%、聚片双晶—32%、カルルスバッド式双晶—13%、複雑双晶—47%の割合であった¹⁾。石英は、斜長石の間隙をみたしており、波動消光が著るしい。斜長石と石英とが接するところは、局部的にミルメカイト状の構造でできている。緑泥石は、一般に不規則な形を示し、そのあるものは、斜長石の周縁を包む形になつている。

4 輝緑岩中の捕獲岩および捕獲結晶

輝緑岩のなかには、多くの捕獲岩をもつ岩脈がしられた。その1例は、猿留トンネルから南に、約2.5kmの地点で観察される。捕獲岩は、ホルンフェルス、石灰質団球および粗粒状の花崗岩質岩石などがある。この輝緑岩は、幅3mであるが、これらの捕獲岩は、比較的岩体周縁部よりも、むしろ中心部に多く²⁾、その分布は、局部的に密集する傾向がある。

花崗岩質捕獲岩 花崗岩質捕獲岩は、捕獲岩のなかでも、もつとも多く観察される。大きいさは、 $50 \times 20\text{cm}$ から $5 \times 3\text{cm}$ のこともあつて不規則であるが、形は丸味をおびるものが多い（第6図の1）。捕獲岩のあるものは、輝緑岩による同化が進んで、僅かにその斜長石をのこすだけで、一見、輝緑岩と識別できないものがある。捕獲岩は、一般に、中粒、粗粒の白い岩石で、花崗岩質理をとどめている。はつきり花崗岩質とわかる岩石について検鏡すると、粒状組織を示し、その鉱物組合せは、斜長石・石英からなり、少量のアバタイト・方解石・鉄鉍石などが伴う（第7図の2）。

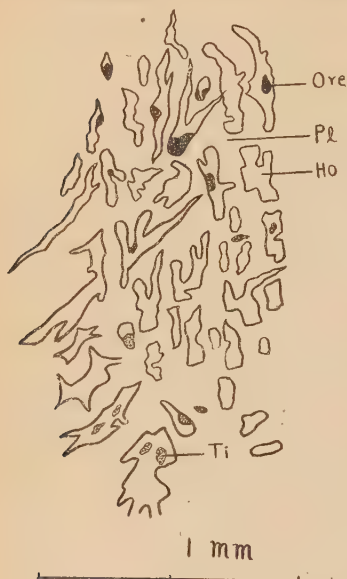
有色鉱物は、不規則な形をしたウラル石や、まれに、斜長石によつて交代された緑色角閃石（第5図）が存在し、また鱗片状黒雲母が伴う。斜長石は、自形性のつよい卓状結晶（ $1.6 \times 1\text{mm} \sim 3 \times 2\text{mm}$ ）を示し、かつ、その成分は、An. 29~46 である。斜長石のまわりには、ハリ化が認められるが、とくに、斜長石と石英との接触部では、著るしくなっている。ハリ化のすすんだ斜長石は、丸味を呈し、斜長石中に入りこむハリの形は、graphic

1) 牛来正夫の斜長石双晶法による。

2) 同様のことは G. P. L. Walker. (Geol. Mag., 91, 463~472, 1954) などによつても述べられている。

intergrowth を示している。石英は他結晶の間隙をうずめ、波動消光がつよい。

第5図 普通輝石と褐色角閃石との関係



斜長石(Pl) によつて交代された緑色角閃石(Ho) Ti: チタナイト Ore: 鉄鉱石

褐色角閃石、輝石、鉄鉱石の微晶が、リング状(幅 $0.04 \times 0.06\text{mm}$) にとりまいている。斜長石の捕獲結晶は、組成鉱物の斜長石に比べて結晶が大型であり、かつ、濁つた外観をもち、形も不規則で結晶の輪郭が不明瞭になっている(第7図の3, 4)。

5 考 察

日黒地方は、幾つかの違つた構造単位にわかれ、異なる岩帯が分布している。それらに伴う輝緑岩脈は、いずれも母岩の片理構造を明らかに切つていて、かつ、chilled border を有する典型的な magmatic dike であり、G. E. Goodspeed²⁾ のいう、replacement dike もしくは relict dike と考えねばならぬものは、この種の岩脈中には存在しない。この輝緑岩は、主成分として、パーケヴィーカイト質角閃石、および一部の岩脈には、チタン輝石が含まれており、多分に、アルカリ岩質と言えよう。

輝緑岩の有色鉱物は、褐色角閃石、輝石およびウラル石からなるが、これらの鉱物の中には、輝石→褐色角閃石(若しくは緑色角閃石)→ウラル石の変質経過が伺われる。一般に輝石の角閃石化は、比較的高度の広域変成作用、もしくは接触変成作用を受けたときに

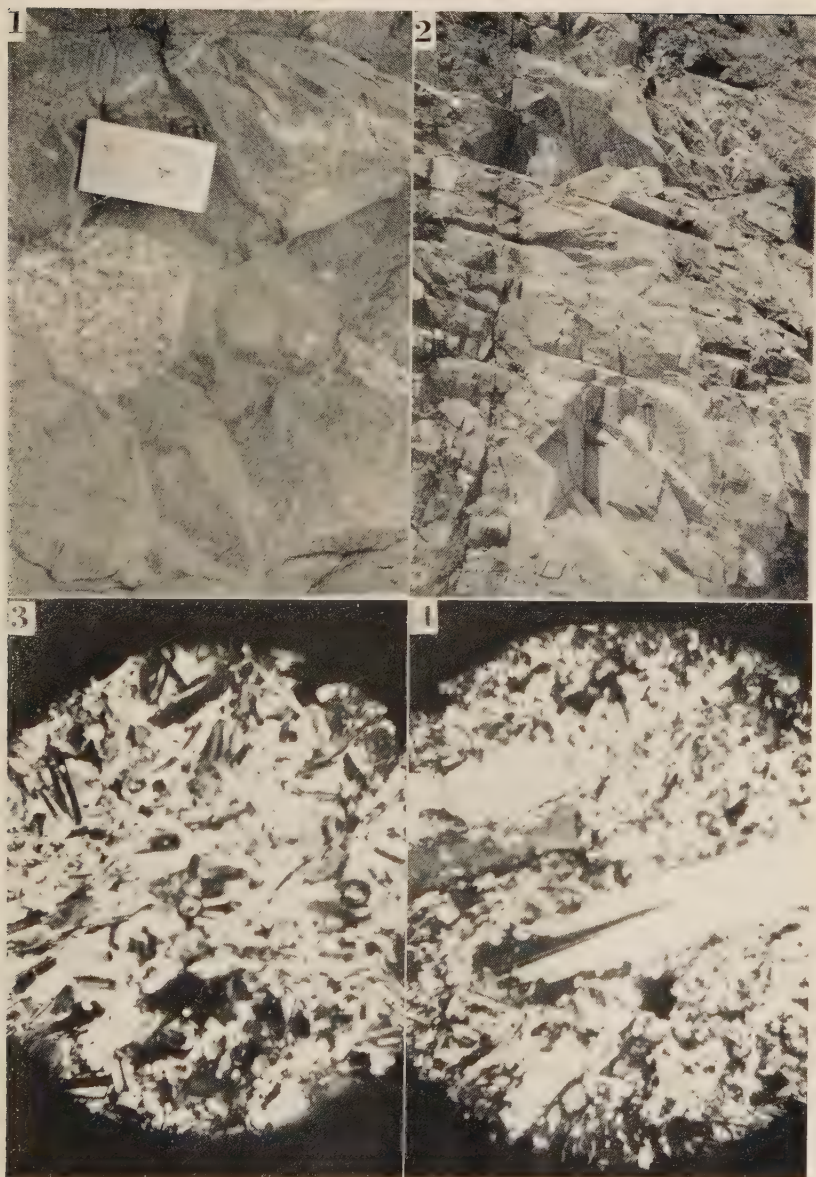
石灰質団球捕獲岩 ホルンフェルスや石灰質団球捕獲岩は、一般に、棒状($10 \times 4\text{cm}$) のことが多く、小型($4 \times 3\text{cm}$)なものでも角張つていて、その岩質が、はつきり他と判別できるものである。石灰質団球捕獲岩は、灰白色の細粒岩で、硬質のために輝緑岩の表面から突起する特異な形を有する。鏡下では、等粒構造を示し、主に粒状の斜長石(An 64)、石英、透輝石質輝石 および炭質物からなり、少量の緑泥石、鱗片状黒雲母、鉄鉱石などが伴う。ホルンフェルス帯中の石灰質団球¹⁾に比べて、やや粗粒であり、かつ、赤褐色の角閃石が散乱していたり、脈状、斑点状の石英が目立っている(第7図の1)。

捕獲結晶 輝緑岩中に捕獲結晶として現われる鉱物は、石英、斜長石である。これらの捕獲結晶は捕獲岩をもつ岩脈に、特に多く観察されるが、その他の岩脈にも稀ではない。石英の捕獲結晶は、いずれも単晶(径 $0.2\text{--}0.4\text{mm}$) で円形を示し、波動消光がみられない。そして、捕獲結晶の周縁を

1) 鈴木 醇; 地質, **41**, 660~680, 1934

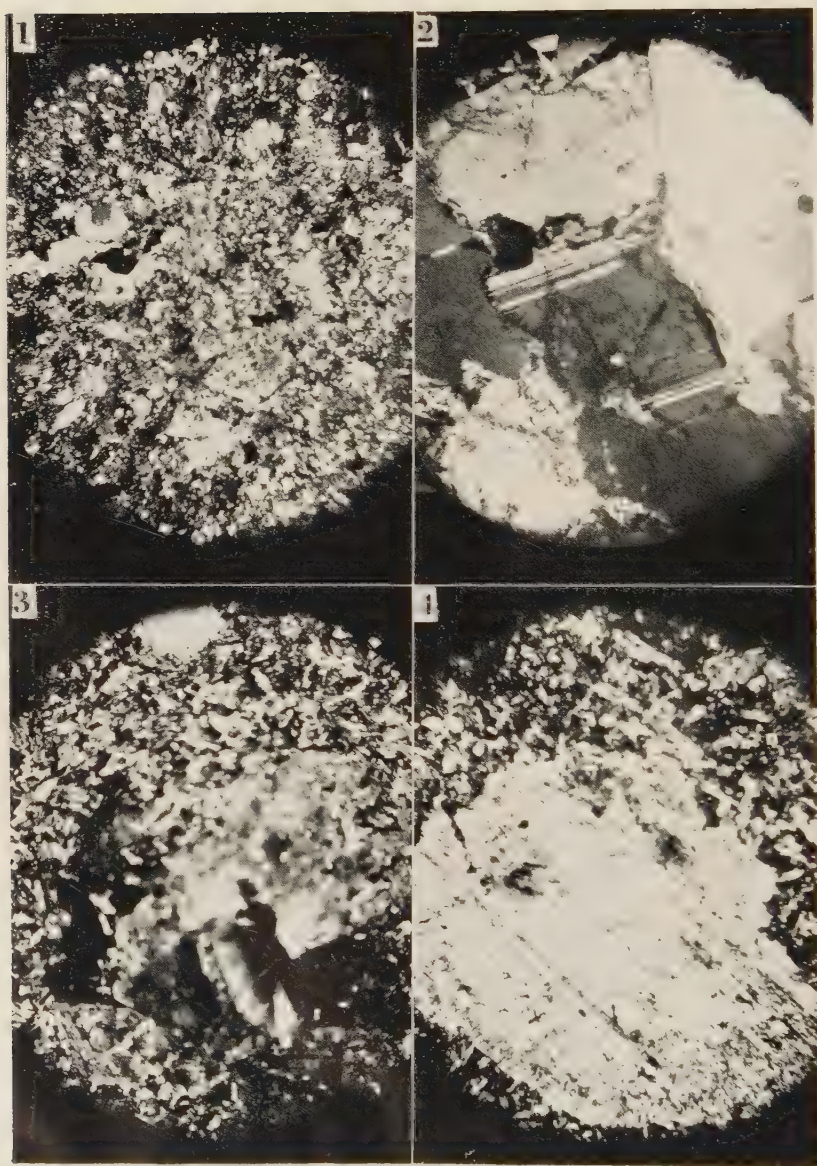
2) Goodspeed, G. E.; Am. Jour. Sci., **253**, 146~161, 1955

第 6 図



- 1 輝緑岩中の花崗岩質捕獲岩
- 2 ホルンフェルス帯を貫く輝緑岩脈
- 3 輝緑岩 (I 型) の顕微鏡写真 (+) ニコル, $\times 50$
- 4 同上 (III 型) (+) ニコル, $\times 50$

第7図



- 1 石灰質団塊岩捕獲岩の顕微鏡写真 (+) ニコル, $\times 50$
- 2 花崗岩質捕獲岩, (+) ニコル, $\times 70$
- 3 花崗岩質ミグマタイト源の斜長石捕獲結晶 (+) ニコル, $\times 50$
- 4 斜長石捕獲結晶 (+) ニコル, $\times 70$

見うけられるのであるが¹⁾、本岩は、上述の変成作用をうけた形跡がなく、結局、褐色角閃石は magmatic stage における一種の反応縁 (reaction rim) であり、その後自変質作用 (deuteric alteration) が行われたと解釈することができる。従つて、輝石の殘晶を有する輝緑岩 (I型) と、それを欠く輝緑岩 (II型) とは、成因的に、同一視して差支えないであろう。

輝緑岩の分布は、ある部分に、とくに密集する傾向がある。このような岩脈は、相互に類似性を有し、従つて、これらは枝脈としての特質をもつものであり、より深部では、一岩体として連絡があるのではないかと推定される。また、分布について重要なことは、輝緑岩は、堇青石ミグマタイト中には存在しないにも拘らず、片麻岩質ミグマタイト帯に多く観察されることである²⁾。岩脈類の分布については、O. T. Jones や W. J. Pugh³⁾ が、Central Wales の Ordovician に見られる数百の曹長石玄武岩は、いずれも粘板岩の層準に限定されていることを述べている。さらに、日高帯においても輝緑岩質の岩脈分布は、地域的に限られていることが、舟橋三男⁴⁾ によつて指摘されており、また、酒匂純俊^{5), 6)} は、日高層群に属する粘板岩中に、その岩脈分布を見いだしている。このように岩脈が局所に分布していたり、もしくは特定の岩相に限られることが、どのような原因に基くのか、現在、必ずしも明らかにされてはいない。なお、これらの岩脈の貫入した方向は、多くが N-S 方向をもつことは、当地域全般に認められる NS-EW 方向の破碎帯、断層および節理が発達していることなどと対照して注目すべきであろう。即ち、輝緑岩の貫入契機となつた要因は、大きくみて、断層や破碎帯を形成した構造運動に関連したことが考えられるからである。

次に外来捕獲岩として説明される捕獲岩について述べる。ホルンフェルス質や石灰質団球捕獲岩には、明らかな変成のしるしを見ることはできないが、花崗岩質捕獲岩は、同化が進んで、殆んどが痕跡程度のこともある。このように、捕獲岩の岩質や形の違いは、既に、小林英夫⁷⁾ も述べているように、各の岩石片が捕獲された深さの違いが主な原因になつているものと考えられる。従つて、この輝緑岩には、hypoxenolith と epixenolith とが存在することになるわけである。次に捕獲岩の原岩であるが、ホルンフェルス質や石灰質団球捕獲岩は、3 の特徴からみると、当地域に広く分布するホルンフェルス帯の岩石と、そのなかに多量に含まれる石灰質団球と思われる。花崗岩質捕獲岩は、これまでも火山岩中に多く見いだされているが、その場合、捕獲岩の有色鉱物がオパサイト化しても、その形や殘晶から原鉱物が判断されている⁸⁾。このような点を考慮すると、問題の花崗岩質捕

1) Harker, A.; *Metamorphism*, Methuen, London, 1932

2) 輝緑岩は、堇青石ミグマタイト形成以後の貫入岩脈である。したがって、輝緑岩は片麻岩質ミグマタイト帯に貫入すると同様に、堇青石ミグマタイト中にも貫入していることが期待されるわけである。

3) Jones, O. T. and Pugh, W. J.; *Am. Jour. Sci.*, **247**, 353~371, 1949

4) 舟橋三男; *地球科学*, **4**, 1~10, 1951

5) 酒匂純俊; *地質*, **58**, p. 280, 1952

6) 酒匂純俊; *北海道地下資源調査所報告*, **12**, 25~46, 1954

7) 小林英夫; *地質要報*, **22**, 49~57, 1953

8) Watson, K. De. P. and Mathews, W. H.; *Am. Jour. Sci.*, **246**, 1948

獲岩は、角閃石、斜長石、石英を主成分とし、少量の黒雲母が伴つたものと思われる。そして、その鉱物組成、組織および斜長石の形や成分などに基いてみるならば、その原岩は、ミグマタイトとするよりも、寧ろ花崗岩¹⁾とした方が適当である。

尚、輝緑岩中には、大型のホルンフェルス塊がみられるが、これは輝緑岩がホルンフェルス帯中に貫入の際、brecciate して包みこんだのであつて、先に述べた捕獲岩とは意味が違うものと考えられる。そして、このホルンフェルス塊の走向や傾斜が、ホルンフェルス帯のそれと一致することから、日高層がホルンフェルス化され、現在みられるような単斜構造を形成したのちに輝緑岩の貫入が行われたことを物語る。さらに一部の輝緑岩脈はアブライト質ミグマタイトや片麻岩の岩片を捕獲していたり、花崗岩質ミグマタイト源の大型斜長石を捕獲結晶としてもつている。此等のことからみると、輝緑岩の貫入時期は、ミグマタイト化作用の末期か、あるいはその完了後となり、構造的には、現在と大差ない環境であつたと推定することができる。造山帯の火成活動の最終末には、アルカリ岩的な輝緑岩の岩脈活動があるといわれているが²⁾、この日高造山の末期にも、それが現れていると見ることができであろう。

む す び

以上に述べてきたことは、次のように要約することができる。

1. 日高帯南端部、目黒地方には、変成岩類およびミグマタイト類を貫く輝緑岩が存在し、それらは、パーケヴィカイト質角閃石、チタン輝石を含む、多分に、アルカリ岩質の岩脈である。
2. 輝緑岩の有色鉱物の間には、輝石→褐色角閃石（もしくは緑色角閃石）→ウラル石の変質経路が認められる。前二者は、magmatic stage による変質を示し、その後に自変質作用が行われた。
3. 輝緑岩の分布は、ホルンフェルス帯、片麻岩帯のある特定の位置に密集しているが、これらは、成因的に、関連性を有することが期待される。
4. 輝緑岩の貫入契機となつた要因は、本地域全般に認められる断層および破碎帯の生成に関連する構造運動である。
5. 輝緑岩の貫入時期は、ミグマタイト化作用の末期、若しくはその完了後であり、構造的には、現在と大差ない環境のもとに行われた。

終りにあたり、終始、御指導と御批判をいただいた北海道大学舟橋三男助教授、橋本誠二助教授、東京教育大学牛来正夫助教授、北海道学芸大学浅井宏助教授、ならびに日高研究グループの各位に対して、深謝の意を表する。尚、野外調査に御援助くださった北海道学芸大学押手敬助教授、光学性数を測定された北海道大学木崎甲子郎氏に厚くお礼を申しあげる。

1) 牛来正夫（火成岩成因論）のいう、火成進入型の花崗岩である。この種の花崗岩は、日高山脈の東側に点々と分布することが知られており、本地域北方、5kmの地点においてもその露出がある（橋本誠二；地質，51，1944）

2) Stille, H.; Abhard. Preuss. Akademie d. Wissenschaften. Nr. 19, 1940.

鑛物学及び結晶学

7885. 方曹達石のルミネッセンスとテネ ブレッツセンス Kirk, R. D.

Hackmanite, 種々な産地の方曹達石及び合成した或る種の含S方曹達石の20°Cと-196°Cに於ける、3650Å紫外線によるルミネッセンスのスペクトルを調べた所、極めて類似している。又これ等スペクトルは、柱石のルミネッセンススペクトルと位置は異なるが同じ構造を示すので、天然方曹達石の黄金色ルミネッセンスと柱石の黄色のルミネッセンスは、共にNaの多硫化物の存在によるものと考えられる。尚オントリオ州、Bancroft産hackmaniteが、1850Åの紫外線に数時間さらすと、除々に色のうすれる青色になることを見出した。(Am. Min., 40, 22~31, 1955) [横山]

7886. 南濠洲 Hamley 鉱山産斑銅鉱の 化学成分 Zies, E. G., Merwin, H. E.

米国 National 博物館所蔵、南濠洲 Moonta 州 Hamley 鉱山産の斑銅鉱の化学分析を行ったところ、これが斑銅鉱の理論的化学式 Cu_5FeS_4 に極めて近似した化学成分を有することが判った。試料は顕微鏡的に精選し、化学分析法は Hillebrand et al., Applied Inorganic Analysis 2nd ed., (1953) に従い、充分吟味した結果、各成分の平均値として、Cu 62.99, Fe 11.14, Co 0.05, Ni 0.01, S 25.48, Residue 0.23 合計 99.80% を得た。これは Cu_5FeS_4 の理論値 Cu 63.31, Fe 11.13, S 25.56 合計 100.00% に極めて良く一致する。(Am. Min., 40, 1001~1003, 1955) [長谷川]

7887. 新磷發塩鉱物 tavorite と bar- bosalite Lindberg, M. L., Pecora, W. T.

Brazil, Minas Gerais の Sapucaia 鉱山のベグマタイトは石英、パーサイト、曹長石、白雲母を主要構成鉱物とする花崗岩質のベグマタイトで、この中にリシヤ輝石、緑柱石、電気石等と共に極めて多くの初生或いは次生の磷酸塩鉱物を産する。X線の及び化学的研究の結果、次の二つの新鉱物を見出し、夫々、Brazil の E. Tavora 教授及び M. Barbosa 教授に因んで tavorite, barbosalite と名づけた。Tavorite は黄色の微細な結晶集合をなし、平均屈折率は 1.807, 比重は 3.29 で、montebrasite の Fe^{+++} 置換体 $\text{Li Fe}^{+++}(\text{PO}_4)(\text{OH})$ の化学式に相当する化学成分をもっている。Barbosalite は scorzalite の Fe^{+++} 置換体 $\text{Fe}^{++}\text{Fe}_2^{+++}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ に相当し、黒色不透明粒或いは結晶塊をなして産し、薄片では多色性の強い青緑色を呈する。 $\alpha=1.77$, $\gamma=1.835$ で比重は 3.60 である。(Am. Min., 40, 952~966, 1955) [長谷川]

7888. Alluandite について Fisher, D. J.

本鉱物は、従来 Fe—Mn 磷酸塩の変成物とされてきたが、South Dakota, Black Hills の Green ベグマタイトから見出された本鉱物は、長石—石英—白雲母—電気石帯に、lithiophyllite, montebrasite 等と共生して nodule 状をなして産するが、可成り早期の鉱物であることを示し、又酸化の影響はなく新鮮であると考えられるので、世界名地のものと比較研究した。本鉱物は単斜晶系で、空間群は

C2/c 又は Cc であり、単位格子恒数は $a_0 : b_0 : c_0 = 11.004 : 12.533 : 6.404 \text{ \AA}$, $\beta = 114^\circ 22'$ である。X線粉末写真には6本の強い反射があり、強度の順に示すと、2.73 \AA , 6.27, 3.07, 2.51, 5.47, 3.49 の線である。光学的方位は $[b] \sim \gamma$, $\beta \wedge [c] = 18.1^\circ$ 。屈折率は, $\alpha = 1.782$, $\beta = 1.802$, $\gamma = 1.835$ である。尚二産地のものについて化学分析をした。(Am. Min., **40**, 1100~1109, 1955) [横山]

7889, 新鉱物 likasite Schoep, A., Borchert, W., Kohler, K.

ベルギー領コンゴのLikasi銅鉱山の鉱石を研究中、赤銅鉱中に孔雀石の薄い層で覆はれ、小さな塊状集合体をした空色の新鉱物を発見し、これを産地名に因んで likasite と命名した。共生鉱物は自然銀、自然銅, buttgenbachite, brochantite 等である。結晶は斜方晶系に属し、1.5 \times 0.04mm 大で、001, 010, 100, 101, 012, 014, 018, 105, 108 等の面からなり、001 に偏平で、且つこの面に劈開が発達する。結晶軸の方向の屈折率は a 1.61, b 1.69 で、多色性があり、 a = 帯緑青色、 b = 帯紫青色。単位格子恒数は $a_0 = 5.79$, $b_0 = 6.72$, $c_0 = 21.65 \text{ \AA}$ で、空間群は $P2_1/c$ 2/m $2_1/a$ か $Pcma$ である。比重は 2.96~2.98 で、化学式は $\text{Cu}_{12}(\text{NO}_3)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{14}$ である。(Bull. Soc. Franc. Min. Crist., **78**, 84~88, 1955; Am. Min., **40**, 942, 1955) [横山]

7890, Hidalgoite の一変種について Cuillemin, C.

Cap Garonne 鉱山の磨石から、脈石類を薄皮状に覆った Pb-Al の含水硫酸塩鉱物が見出された。色は緑色で、条痕は無色、ガラス光沢を呈し、硬度は 4.5 である。鏡下に於ては針状結晶の集合をなし、光学的性質は一軸性正で伸長は負である。強い分散があり、屈折率は $\omega =$

1.730, $\varepsilon = 1.735$ であり、六方晶系に属す。X線粉末写真は plumbogummite $\text{Pb} \cdot \text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ と同様な廻折線を示す。化学分析の結果、化学式は $\text{Pb} \cdot \text{Al}_3(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ となった。本鉱物は hidalgoite $\text{PbAl}_3(\text{AsO}_4)\text{SO}_4(\text{OH})_6$ (本欄 7624 参照) の一変種と考えられる。(Bull. Soc. Franc. Min. Crist., **78**, 27~32, 1955) [横山]

7891, 長石に対する熱水の作用 Morey, G. W., Chen, W. T.

長石粉末を密封したボンベ中に一定圧下で蒸溜水を送り込み、電気炉で加熱すると、水蒸気化し、長石上を通して絞り弁を経てフラスコ内に集まる。これを計量し分析する。ボンベ中に残った物質は X線及び岩石顕微鏡で研究される。まず正長石を 350° 5000psi 103 日間保った場合、得られた溶液中の分解物質は 90.8% の正長石比を含んでいる。ボンベ中の残留物は正長石、白雲母, boehmite である。曹長石を 350°C, 5000psi, 38 日間保った場合、分解物中の曹長石比 91.9%。残留物は曹長石、方沸石、パラゴナイトである。低温低圧のもとでも曹長石は大きい割合で分解した。200°C, 2000psi 及び 100°C, 40psi で行った結果は次の如くである。前者では分解物中の曹長石比 70.7%、残留物は曹長石及び boehmite 少量のカオリンである。後者では曹長石比 49.4%。残留物は白雲母, boehmite 及びカオリンである。350°C 2000psi では方沸石の大量が曹長石中にみられたが、低温では認められなかった。(Am. Min., **40**, 996~1000, 1955) [千藤]

7892, Crestmore 産 bulfonteinite Murdoch, J.

産出の稀な鉱物である bulfonteinite が、カリフォルニア州 Crestmore の Commercial 鉱山から、石灰岩の接触変成帯中

に afwillite, scawtite (本欄 7826 参照) に伴って発見された。これは南阿以外で最初の産出である。本鉱物は糖状、粗粒の afwillite 中に不規則な脈をなし、斜長石状の双晶を呈する。X線粉末写真では、 8.16\AA , 3.51 , 3.46 , 2.92 , 2.885 , 1.93 に強い廻折線が認められる。三斜晶系完面像晶族に属し、 $a_0=8.34\text{\AA}$, $b_0=11.18$, $c_0=5.68$: $\lambda=88^\circ 24'$, $\mu=86^\circ 06'$, $\nu=90^\circ 00'$ である。(Am. Min., **40**, 900~904, 1955) [横山]

岩石學及び火山學

7893, Antrim Plateau, 中部熔岩系に属する第三紀 tholeiitic basalt Patterson, E. M., Swaine, D. J.

Antrim Plateau の第三紀熔岩類は下部、中部、上部の三熔岩系に分類され、下部と上部は olivine basalt から成り、中部は tholeiitic basalt より成る。之の中部熔岩系に属する basalt は岩石学的に均一で、長い期間に亘って噴出したものである。化学分析及び分光分析の結果ではこの系の真中の熔岩が Fe/Mg による塩基度が増大し、K 及び K/Na 比が減少している。Rb は K の傾向と一致し、早期及び晩期の熔岩に比べて中期の K に乏しい熔岩では $1/50$ に減少する。Ba も Rb と同傾向を示す。熔岩溜りに於ける各レベルの岩漿は時間の経過と共に化学的性質が異っていたものと推察している。(Geochim. Cosmochim. Acta, **8**, 173~181, 1955) [植田]

7894, 主成分及び微量成分によって示される New Zealand 変成岩類の起源 Taylor, S. R.

Quartz-albite-biotite schist を伴う緑色片岩類の薄層から成る New Zealand, South Island の広域変成岩類一

Alpine Schist Belt の研究では、変成作用による元素の再配分は僅かであって化学的には原岩石の性質を示す。Arahura 系に属する quartz-albite-biotite-(calcite)-(clinozoisite) schist 10 個の分析では、それに含まれる元素特に P, V, Mn, Na, Ca, Sr, K, Ba の分布から原岩はアルカリ長石に富んだ未風化の鉱物より成る硬砂岩である。

Pounamu 系に属する緑色片岩類 7 個の分析では Arapura 系のものに比べて Cr, Mg, Ni, Co, Cu が著しく、P, Ti, Sr, Ba, K の量が少い。7 個の中 3 個は玄武岩質組成の貫入岩床に由来するもので、他は之等より塩基性に富んだ olivine basalt 又は picrite basalt から導かれたものである。Cr, Fe, Mg, Ti, Ni, Co, Cu, V, Sc, Na, Ca の分布から原貫入岩床に重力分別作用が行われた事を示し、その進入は変成作用と同時の deformation に先だって行われたものである。(Geochim. Cosmochim. Acta, **8**, 182~197, 1955) [植田]

7895, 火山ガラス中の水及び他の揮発成分 Ross, C. S., Smith, R. L.

ガラス質の真珠岩中に二つの相のガラスが発達することがある。一つは黒耀岩である。普通前者は小球をなして後者中に含まれる。8 産地のかような真珠岩一黒耀岩の対に就いて、顕微鏡的特徴、屈折率、含水量、比重等の差異が示された。例えば New Mexico の Arroyo Hondo 産の小球は、径 $0.04\sim 0.15\text{mm}$ 。内核及び外殻より成り、前者は黒耀岩で後者は真珠岩である。前者の含水量 3.5% 。屈折率 1.486 、後者のそれは 0.3% 、 1.497 である。此等小球の真珠岩中の水は $2\sim 5\%$ 。黒耀岩のそれは前者の 10 分の 1 位である。これ等二つの型のガラス中の水の結合の仕方は異なる状態にある。即ち Arroyo Ho-

ndo の標本に就いて脱水を行い、含水量と屈折率との関係は直線的で、水の増加に対する屈折率の増加率は黒耀岩は真珠岩の数倍である。真珠岩—黒耀岩小球、及び各地の真珠岩(14ヶ所) 黒耀岩(10ヶ所) の脱水前後の屈折率の差と水の減量との比は、黒耀岩では平均 0.0122(0.0113~0.0130), 真珠岩では平均 0.0044(0.0038~0.0049)である。この比は火山ガスの起源に就いて異なる産出状態を決定する Shepherd(1938) の研究に依れば、黒耀岩中揮発成分は水の外に CO_2 , Cl_2 等種々のガスを含み、真珠岩中では著しく減じている。黒耀岩に於いて真珠岩の生成は水が交代増加してこの系から此等揮発成分を追出す効果をしている。黒耀岩中の水は岩漿から導かれた元の水で特徴づけられ、真珠岩は岩漿過程に多分無関係な後期のエピソードの結果であると考えられる。(Am. Min., 40, 1071~1089, 1955) [千藤]

7896. 南 Nyasaland の基盤岩類中の黒雲母岩 Morel, S. W.

南部 Nyasaland の Middle Shive Valley はアフリカ大地溝帯の南部 Nyasa Rift system に属する。本 Valley 中の基盤岩類は北部では NNE, 南部では NNW 方向の走向をとり、傾斜は西 50° である。変成度から次の 2 に分けられる。その東部、Shire 高地の方へは白粒岩相 (granulite facies), その中央及び西部は角閃岩相が発達する。前者は主に縞状白粒岩(紫蘇輝石, 透輝石, 角閃石, 微パーサイト, 斜長石, 石英), 後者は主に角閃石, 黒雲母, 斜長石片麻岩から成る。黒雲母岩は後者中に Shire 川に沿って脈状, レンズ状で延長 30~400 ヤード, 片麻岩の片理に沿うが、時に不整合な貫入関係を示す。本岩は輝石黒雲母片岩で角閃石を伴う。本岩は主に径 2 厘以下の金

雲母から成り、 MgO に富み、 SiO_2 , Al_2O_3 に乏しい。鉄鉍は Cr に富み、雲母は橄欖岩等に典型的である。Kapurikamodzi では本岩の中心に蛭石岩(延長 400 呎)があり、それはアブライト, ベグマタイト, 基性岩, マグネサイト脈に貫かれる。黒雲母岩の産状 鉍物学的性質及び基性岩脈が 高圧の広域変成作用を受けていることから本岩が広域変成した橄欖岩或は蛇紋岩系のものであることを示す。広域変成作用の結果 K_2O , Al_2O_3 , H_2O の influx の滲透が黒雲母岩を生成したと思はれる。蛭石岩の成因は熱水条件下に其の後のベグマタイトによると考へられる。(Geol. Mag., 42, 241~254, 1955) [千藤]

7897. 蛇紋岩, 造山運動および造陸運動 Hess, H. H.

“Crust of the earth” というテーマのシンポジウムの中に収録された論文の中の一つである。第一部のアルプス式山脈構造と蛇紋岩と、第二部の蛇紋岩と造陸運動からなっている。まず、ophiolite や、アルプス型蛇紋岩と Bushveld 型の比較について述べ、アルプス型が先カンブリア紀層にまねく存在すること、また、橄欖岩が海底の下、数 km に生ずるように思われる大洋中のある断層崖にみいだされることをあげ、それらが蛇紋岩の源を暗示しているのではないかと論じている。次にアルプス造山帯と島弧の関係を述べている。構造発達史を解明するために蛇紋岩帯が利用出来ること、すなわちアルプス型蛇紋岩が、最初の大きな変動の間に進入したもので、造山帯の発生の時期を決めるのに有用であることを、著者による Appalachian の例で説明している。

また、蛇紋岩帯は、造山帯の軸を決めるのに有用であることを示している(とくにカンブリアの楯状地について)。な

お、蛇紋岩帯のない造山帯は、地傾斜の場所(大陸の近くの海底に始まる)がちがうことによるのではないかと述べている。次に蛇紋岩帯と大陸の生長の同心円的關係、初期原生代の蛇紋岩化橄欖岩が、海底の下のそれに類似していること等を述べている。終りに、蛇紋岩の emplacement についての field geologist と Bowen 等の対立点をあげ、field geologist の側に立ち、蛇紋岩が変動が大きくないアルプス造山帯の縁に沿って豊富であることを強調し、solid flow 説に反ばくしている。なお、構造的な emplacement について、二つの場合、(1) salt flow のような solid flow (深所)、(2) internal flow などの断層に伴うブロックまたはうすいレンズ(浅所)をあげ、補足的に、Bailey と McCallien (1953) の海底熔岩説を記している。第二部では、最近の地震学的研究にもとづいて、モロヴィツチ面の下での蛇紋岩化及び deserpentinization の仮説による海底の隆起と沈降について推論を行っている。Mid-Atlantic Ridge, Mid-Pacific 山脈のギョー(Güýots)について述べ、さらに Colorado Plateau の場合について論じ、これらの考察から造陸運動の原因として蛇紋岩化作用を考えることの可能性を述べている。(Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62, 391~408, 1955) [島津]

7898. アリゾナ州の Chiricahua National Monument の熔結凝灰岩
Harold, E. E.

Chiricahua Mountains の西部には新生代の以前は熔岩と考えられた広大な層状の流紋岩が分布している。この大部分は、しかし、熔結凝灰岩又は "ignimbrite" と分類した方がより正確である。(いわゆる nuees ardentes の)。この地域の新生代層は、上部白堊紀層の上に、Eonite

Park formation, Foraway Ranca formation (これは流紋岩質凝灰岩、玄武岩質角礫、石英安山岩からなる)が重なり、さらにそれに不整合に Rhyolite Canyon formation がのっている。Rhyolite Canyon formation は、1~8のメンバーの熔結凝灰岩(1と2, 6と7の間には小さな不整合がある)と、その上の流紋岩質石英安山岩からなっている。ただし7のメンバーは熔結していない。この論文には、この formation の熔結凝灰岩の野外における関係(層序構造等)、岩石学的性質(顕微鏡的観察、化学成分、2と8のメンバー内の孔隙率と比重の変化)が詳しく記述されている。これらの岩層は、著しい eutaxitic 組織を示す、固った孔のない底部から、ルーズな孔の多い頂部のものに、垂直的に漸移している。また、水平的にも漸移している。垂直な節理と、浮石の塊の圧延と一様な排列による eutaxitic 組織のため、風化により柱状節理が見事に発達している。上記の諸性質は、典型的な熔結凝灰岩の様相を呈している。(Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1216~1246, 1955) [島津]

7899. インドネシア 火成岩類の放射能と化学成分 Westerveld, J.

Malay 東南方, Borneo 西南部, Sumatra, Java, 及び Celebes 方面に亘り、先ジュラより中新世に及ぶ花崗岩類を8の group に分ち、これに後期白堊紀の超基性岩及び第四紀の安山岩、玄武岩より成る2 group を加へ、夫々 bulk の化学分析を行い更に各の粉末平均試料につき全放射能強度、 β 線強度並びに Ra 含有量を測定しており、全放射能と β 線の測定は個々の試料についても行っている。用いた全試料の総数は137で group の SiO_2 range は 75.11~42.71%, これらについて al, fm, c, alk, k-mg, 及び

Q-L-M 変化図が示されている。全放射能及び β 線強度は夫々 double ionization chamber 及び Geiger-Müller 計数器で測定されたが、個々の試料に於て両者の比率にかなりの変化がある事は β 線放射源のほかに比較的強い α 線放射源が存在し、それは副成分鉱物中の Th : U にちがいのある為であろうと考えている。全放射能及び Ra 含有量は SiO_2 並びに K_2O と共に増大し、Ra 含有量の最大は含錫花崗岩 (Riouw—Lingga 群島, Banka 島) の $3 \times 10^{-12} \text{gr/gr}$ で、次が先ジュラの Soela, Banggai 群島花崗岩の 2.7×10^{-12} である。Borneo のは $1.2 \sim 1.3 \times 10^{-12}$ で、第四紀安山岩・玄武岩類は 1.3×10^{-12} である。超基性岩は別として、中新世の花崗岩・花崗閃緑岩より成る group の全放射能は著しく小である。中生代後期の花崗岩類は Malay 東南諸島の黒雲母花崗岩を主とするものから、Borneo 西南部の角閃石・花崗岩石英閃緑岩等を含むものまで 5 group があり、これらを平均すると全放射能は先ジュラ花崗岩類と略同じになるが、Ra 含有量は 2.3×10^{-12} となって後者より稍少ない。このように時代的並びに構造的 group に分けて各の bulk につき化学成分並びに放射能を比較研究した点は注目に値する。尚、practical な面として、産錫地域は Malay 東南の含錫花崗岩に比べて放射能の比較的少い Borneo 西南部には及んでいない事を予想し、また比較的放射能の強い Soela, Banggai 諸島の花崗岩の地域は Be, Nb-Ta 等を含むペグマタイト鉱物に対して調べる価値のある事を述べている。(Verhandel. Koninklijke Nederlandse Akad. van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks, Deel XX, No. 4, 1~501 1954) [柴田勇]

金 属 鑛 床 學

7900, Nevada, Humboldt 地方の金—灰重石—辰砂々鉱床 Willden, R., Hotz, P. E.

当地方の地質は古生代 Harmony formation (長石質硬砂岩, 珪岩, 礫岩, 頁岩), これらに貫く花崗閃緑岩々株, 玄武岩質安山岩 (第三紀) 及び礫層 (第四紀) よりなり、鉱床は沖積層中に層状に胚胎する (層厚 20 feet)。構成鉱物は自然金, 灰重石 (径 $0.05 \text{mm} \sim 1 \text{cm}$), 辰砂 (径 1cm 以下) の他、磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 赤鉄鉱, 黄鉄鉱, ジルコン, モナズ石, 角閃石, 柘榴石, 輝石等である。本砂鉱床の成因を考究した結果、地域内に 1) 古生層を貫く金—灰重石—硫化鉄—石英脈があり、2) 花崗閃緑岩の接触変質帯には灰重石が産出し、3) 前記石英脈の破片を有する破碎帯には辰砂が鉱染している事から、これら各鉱物が風化・流水作用により運搬、堆積し、砂鉱床を生成したものである。(Econ. Geol., 50, 631~668, 1955) [阿部宏]

7901, 黄鉄鉱・閃亜鉛鉱間の離溶性組織 Jankovic, S.

著者は Jugoslavia の Schuplja Stijena 及び Brskovo 両鉱山産鉛石の共生関係を研究中、従来よく知られている黄銅鉱・閃亜鉛鉱間の離溶組織に極めてよく類似する興味ある組織を黄鉄鉱・閃亜鉛鉱間に見出し、その共生関係について記述している。即ち、上記の鉱床は玢岩を母岩とし、その中に賦存する熱水性の鉛亜鉛鉱床で、初生鉱物としては閃亜鉛鉱, 方鉛鉱及び黄鉄鉱を主とし、これに磁鉄鉱, 鏡鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 硫砒鉄鉱, 黄銅鉱, キューバ鉱, 四面銅鉱, 黄錫鉱及び白鉄鉱等をとまう。黄鉄鉱・閃亜鉛

鉄間の共生組織は 1) 黄鉄鉱中の閃亜鉛鉄鉱晶と、2) 閃亜鉛鉄中の懸滴状黄鉄鉱よりなり、そのうち前者は黄銅鉱中の閃亜鉛鉄鉱晶と全く同一の形状を呈し、3. 射状乃至 4 射状の星形鉄晶も少なくなく且つこれらは部分的に群集して産する傾向を有する。一方後者の閃亜鉛鉄中の黄鉄鉱細粒も閃亜鉛鉄中の黄銅鉱に屢々みられる様な懸滴状組織を呈するが、点線状、準葉片状、或いは各細粒が一方に平行して配列する等、閃亜鉛鉄の結晶学的方向に支配されるものも少なくない。これらの産状より上記の組織は固溶体の離溶によるものである可能性が極めて多いが交代の産物である疑もある。

(Neues Jahrb. Min., Monatsh. 10, 224~232, 1955) [荳木]

7902, Jamaican bauxite 中の重鉄物の成因 Hartman, J. A.

筆者は Jamaica の St. Ann Parish に広く分布する中部中新世の石灰岩上に残留土壌として存在するボーキサイト鉄床中の重鉄物の成因を明らかにする為に下部の石灰岩及びボーキサイトの化学分析・顕微鏡的観察及び HCl と $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ で処理した残留物の反射顕微鏡的観察等を行って重鉄物の由来を論じ、次いでボーキサイト鉄床の成因に及んでいる。

これによればジルコン、磁鉄鉱、白チタン石、チタン鉄鉱、玉髓、石英等は石灰岩及びボーキサイトを通過して普遍的に存在する特徴を示し、更に化学的処理の残留鉄物の定量的な関係に於ても両者は略々一致した。しかしこの場合にはボーキサイト中の赤鉄鉱を石灰岩中の磁鉄鉱よりの変質物と考えて同一物として取扱っている。ボーキサイト中に含まれる重鉄物は下部石灰岩より由来したものと考え、更に重鉄物の大部分がチタンを含む事より、之等重鉄物は石灰岩堆積に伴う

火山灰より由来するとし、次いでボーキサイト鉄床は下部石灰岩の分解により原地に生じた残留土壌としての赤土型に相当すると論じている。(Econ. Geol., 59, 738~747, 1955) [田代]

7903, 水成鉄鍍層に関する pH と酸化ポテンシャルの関係 Huber N. K., Garrels R. M.

著者は水成鉄鍍層を形成する水酸化鉄、硫酸鉄、炭酸鉄等の各種鉄塩が 0.1~0.001N, pH 4~5 の FeCl_2 , FeSO_4 及びこれら混合液から空気、窒素及び炭酸ガス等を通じた時に沈澱する場合の溶液の pH, 酸化ポテンシャル(Eh) 及び時間を観察して相互関係を明かにしこれを地質学的に応用した場合に就て論究している。

これによれば使用溶液、使用気体の種類を問わず $\text{Fe}(\text{OH})_3$ は沈澱に際して数時間、 FeCO_3 は数週間、 FeSO_4 は数週間以上を必要とした。一方沈澱に際しての気体の影響に就ては先ず空気を通した場合 pH 及び Eh はほとんど不変であるが多少の pH 減少がありこれは空気中の炭酸ガスの影響と考えられ、次に窒素では pH は増加し Eh は減少し $\text{Fe}(\text{OH})_3$ を沈澱し、これは溶液中の炭酸ガスが放出される為と考えられる。一方これに引き続いて通す炭酸ガスによれば pH は減少し若干の $\text{Fe}(\text{OH})_3$ を再溶解し、 FeCO_3 の沈澱を生じて Eh 減少する。この様な実験結果より著者は鉄イオンの種々の溶解度をもつ溶液 (10^{-8} ~ 10^{-20}), pH (3~9), Eh (-0.4~0.5) 等間で規定される水酸化鉄、炭酸鉄、硫酸鉄等の安定範囲を決定し、地質学的応用としては河川によつて鉄イオンが運ばれ海底に鉄鍍層を形成する場合に北部 Wisconsin に普通な pH 5~6, Eh 0.25~0.30 を示す流水では沈澱を生ぜずに運搬する事は不能であり結果として Eh の低下を来す有機

物を含み、流域が pH の増加を来す石灰質岩石地帯でなく岩石碎屑物の淘汰に便な緩流河川を必要とする。(Econ. Geol., 48, 337~357 1953) [田代]

7904, 脈石中の包裹物 Mueller, G.

England の Derbyshire 鉱床地帯は石炭紀の石灰岩中に熱水鉱脈を胚胎する。脈石鉱物は包裹物に富み、結晶内で帯状分布をなし、各帯ではその種類、大きさ、形状等特徴があり、鉱物間の各帯の対比が出来る。論文の中ではその方法を主として述べて居る。螢石、方解石、重晶石及び石英中には次の包裹物がある。a) 鉱床内に普遍的存在のもの；螢石：黄鉄鉱、黄銅鉱、gas 及び膠質物。方解石：黄鉄鉱、黄銅鉱及び gas。b) 局部的存在のもの；螢石：赤鉄鉱、褐鉄鉱、重晶石、エラテライト及び膠質物。石英：赤鉄鉱及び金紅石。方解石：赤鉄鉱、褐鉄鉱、孔雀石及び緑泥石。重晶石：黄鉄鉱、赤鉄鉱及び gas。c) 散発的存在のもの；螢石：方鉛鉱、閃亜鉛鉱、石英、方解石、孔雀石、粘土、炭化水素類及び水。石英：黄鉄鉱、水マンガン鉱、褐鉄鉱、炭化水素類、水、gas 及び不明物質。方解石：石墨、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、白鉄鉱、金紅石、粘土、重晶石、炭化水素類及び水。この脈石中重晶石と方解石中の黄鉄鉱が最も利用し得るもので、それに就き包裹物、晶癖、大きさ、長さとの比、断面の形、向き等の特性を検討した。(Mining Mag., 90, 148~154, 1954) [鈴木]

7905, 脈石中の包裹物—続 Mueller, G.

脈石中重晶石と方解石は、包裹物の観察に特に有利な為選ばれたが、更に重晶石が試片として扱い易いのと、包裹物の帯状分布その他が方解石より安定している為に、主に用いられた。前論文の中の黄鉄鉱の諸性質から、その結晶の成長の割合、晶癖の変化等は明瞭に認める事が出

来、又特徴的な帯の対比によつて 2 鉱物間の関係を求め得る。又同種鉱物でも生成時期或いは成長の完了時期等はこの対比によつて容易に知り得る。この様な関係は数十乃至数百碼以内の範囲からのものでは簡単に対比が出来るが、それ以上の範囲では帯状分布の一般の傾向又は極度に特徴的な帯の存在によつて得られる。これ等の目的の為利用し得る包裹物は、硫化鉱物の他に、gas 又は赤鉄鉱が有効である場合がある。他のものはその価値が乏しい。

この包裹物対比の方法の応用として、同じ石灰岩中に貫入した粗粒玄武岩による小範囲の鉱化作用に対して適用し、その生成過程を考察した。この様な方法は、包裹物に富む帯状分布を示す脈石を伴う鉱床でのみ採用され得るが、しかし鉱化作用を推定し、或いは鉱床の特性を知り探鉱上の指針に供する等有効な方法となろう。(Mining Mag., 90, 208~217, 1954) [鈴木]

石油鑛床學

7906, Texas 海岸 Rockport 地域に於ける現世堆積物の堆積学的研究, Shepard, F. P., Moore, D. G.

San Antonio bay を最大として、メキシコ湾から遮断された多数の入江を有する Texas 中央部の地域が、現世堆積物の堆積学的研究の対象として選定された。堆積環境上次の 8 つがあげられた。1) 河口に近い入江—植物質、鉄質物、貝形類及び有孔虫（前者が優勢的）に富み、堆積物は層理を有する。Montmorillonite が最も普通の粘土鉱物として認められ、CaCO₃ 量が高い。2) 入江の中心、深部一層理を認めず、clay 量高く、特に有孔虫量が多い (1/16mm 以上の粗粒

部中)。Oyster reef 又は牡蛎殻が特徴的。Montmorillonite, CaCO_3 量は 1) に比し少い。3) 河口に近い低位の入江—sand に富み(50%以上)、且つ silt よりも clay が優勢的で、生物は外湾性のものとの混合型。4) 堤洲部—sand 量多く且つ前者と異り植物質に富む。平洲では石灰質物、入江部では海膽片及び針がかなり含まれる。5) 湾岸及び砂丘—殆んど sand からなり、稀にのみ clay 及び silt の 3~4% を含んだ well sorted sand で $1/4-1/18\text{mm}$ と $1/8-1/16\text{mm}$ との間で略同量を示す。前者は roundness, 後者は貝殻と有孔虫により特徴的。6) 近湾堆積物—堤洲から約 30 呎の深さまで、 $1/8-1/16\text{mm}$ size に集中した sand からなること、海緑石を含むこと、貝殻は寧ろ少いことが特徴となる。7) 30 呎—120 呎の深さの内湾浅瀬—砂質部に海緑石、海膽類を含む。貝殻は湾入部よりは少い。Silt が優勢で、砂層レンズが屢々みられる。 CaCO_3 量が極めて少い。8) 陸棚外部—遠海性有孔虫を相当量認め、且つ CaCO_3 量が高い。St. Joseph, Matagorda 堤洲側では clay 量多く、北東方では sand 量が増加している。更に上記の各環境別のボーリング資料により現世堆積物の厚さと累積関係が確かめられた。(San. Antonio Bay の軸部では入江堆積物は 80 呎の深さまで、—その他は省略)。 C_{14} 探査によれば入江深部の堆積物は氷期後の海浸期と一部同時期とみなされ、堤洲の砂の累積は少なくとも 6,500 年前から始まったものと考えられる。堆積物の比量、逸水量、孔隙率等の物理性及び化学性を挙げて初期の diagenesis を論じた。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 39, 1463~1593, 1955) [加藤]

7907, Michigan 堆積盆地の Salina 岩塩層の成因, Dellwig, L. S.

Michigan 州 Newaygo County の Glen Bradley 4 号 坑井から得られた Salina 岩塩層のコアについて、その沈積機構、生成温度並びに dolomite-anhydrite ラミナの成因を論じた。Salina 層はその上位の Bass Island dolomite と併せて、Silurian system の Cayuga 層群に属しているが、これは Michigan 堆積盆地の最も初期の蒸発残留岩で、頁岩質白雲岩、岩塩層及び基底部白雲岩の 3 層に大別される。岩塩層には 2 つのタイプがあり、1 は層状のもので 3—8 cm の salt が anhydrite と dolomite のラミナと互層するもので、その halite 結晶は平均 1 cm 以下、他は層理不明のもので halite は平均数 cm 程度である。前者は初成的、後者は再結晶によるもので、その他の成分鉱物としてはラミナ中に quartz, pyrite, celestite, poly-halite 及び炭質物で、いわゆる “Polyhalite phase” の形成過程をとつたものである。Halite はピラミッド状の漏斗型 (hopper) 結晶で、その液体 (塩水) 包裹物により 32.0—48.4°C の生成とされる。salt の構成上 3 タイプがあり、1) 包裹物の多いピラミッド状漏斗型 halite からなる灰色部、2) 包裹物のない halite からなる透明部、3) anhydrite と dolomite からなる暗色部からなる。最初表面に出来た salt crystal は表層の飽和塩水の表面張力により上記のような形を作りつつ成長して盆地底に 1) の灰色部を沈積する。温度の下降により過飽和状態になり、これが核となつて 2) の白色部を作る。再び温度上昇と、塩水の供給、季節変化により上記の cycle が乱される。3) の部分は通常海水浸入によるものと考えられる。塩水が供給される場合ある条件までは生物が保存されるが、その分解により還元状態となり、鉄は pyrite を形成し、炭質物や油臭を含むことと相俟つ

て1), 2) と3)との間は成因上不連続であることを示している。一方1)と2)とは halite 葉理中に鉄が hematite の形で含まれることから酸化帯的条件下にあつたことが暗示される。(Jour. Sed. Pet., 25, 83~110, 1955) [加藤]

7909, カリホルニア La Jolla 灣海中峡谷の北部の海成堆積 Wimberley, C. S.

La Jolla 灣の Scripps 峡谷, La Jolla 峡谷の北部は粒度の上から5つの堆積型に分けられる。S型は浅海型で深さは4~18尋シルトと粘土の合計が0~25%。粒子直径2φより粗いものが0~3%であるがI型は中間型で16~61尋, 33~73% (silt+clay), 0~3%, D型は深海型で93~120尋で, 85~96% (silt+clay) 0~3%であるが海岸線のB型は0~5% (silt+clay) 4~65%(>2φ)であるがC型は特別の型で39~98尋の深さの所で21~58% (silt+clay), 3~62%(>2φ)と粗い粒と細い粒子の共存する所でC型を除けば median grain diameter $Md\phi=0.0208$ $D+3.30$ で泥と深さの関係は $M=1.74D-1.93$ で表はされ泥の百分率は求められる。筆者は又鉱物組成についても簡単に述べ最後に海中峡谷に関して東西, 南北の2断面を図示し粒度分布を示し説明を加えている。(Jour. Sed. Pet., 25, 24~37, 1955) [阿部]

7910, 化学分析の versenate method による西部 Texas の二疊紀岩石の分類 Guerrero, R. G., Kenner, C. T.

炭酸塩岩石の分類は多くの学者によつて色々の分類が行はれている。主なものとして Pettijohn(1948), Shrock(1948), Krynné(1948), Rodgers(1950)の分類について比較し筆者は化学分析の versenate method の使用によつて二疊紀岩石にこれを応用し Pettijohn の定量的図式に変化を加え石灰岩白雲岩系の普通

の炭酸塩岩石の分類を試みている。Pettijohn は横軸に CaO/MgO の Mole ratio をとり縦軸に粘土の per cent をとり20の命名を採用しているが、筆者等はこの分類を簡単に limestone-dolomite 系を採用して5段階に分け Texas 西部の Malone Mountains 地方の Briggs 累層の炭酸塩岩石と Finlay Mountains の Leonard 系の炭酸塩岩石にこの方法によつて分類を行い Briggs 累層の方が白雲岩乃至白雲岩化石灰岩を主とする岩石であるとしている。(Jour. Sed. Pet., 25, 45~50, 1955) [阿部]

7911, 斜層理による古地理学的復元 Tanne, W. F.

Georgia, Alabama, Florida, Oklahoma の4州に於ける異なつた3地質時代の岩石, 及び現世の海岸線堆積物の斜層理約2000ヶを測定解析した。斜層理の傾斜方向はプラントンコンパスで測定し, これを適当な octant に分割したコンパス(円盤図)上に統計的に処理, 図示した。統計的数値としては“mode”と“minimum arrow”が最も有用で, 或る場合には“vector sum”も役に立ち, 平均値は寧ろ危険な解釈結果を興えた。環境が複雑な処では第2の“mode”が有用である。上述の測定解析方法の結果次のことが言える。唯一個所で測定した資料は, 例え資料数が多くても完全に真違つた解釈を興える。大抵の場合では channel(river) と littoral current によるものが, よく区別することが出来る。Estuarine deposits と考えられるものは資料を解析操作するに困難である。一般的に言つて古地理学的復元をするのに斜層理の傾斜方向を用いることは, 極めて有効である。(Bull. Am. Assoc. Petro. Geol., 39, 2471~2483, 1955) [田口]

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文とし、原稿用紙に横書、常用漢字を用い、図及び表を含めて刷上り10頁(9ポイント活字で)以内とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮図するに適するように文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は脚注として頁毎にその下に附記すること(著者、掲載誌又は単行著名、巻、頁、年)。
4. 英文要約を附する場合には完全な英文とし、之をタイプライトすること。
5. 別刷りは部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月である為、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

本 会 役 員 (昭和31年度)

会 長 渡 辺 万 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一
坪井 誠太郎

岩 石 礦 物 礦 床 学 会 誌

編 集 大森 啓一

庶務主任 植田良夫 会計主任 千藤 忠昌 図書主任 荻木浅彦

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏 阿部 正宏 石井 清彦 植田 良夫 大森 啓一
加藤 磐雄 今野 弘 島田 昱郎 島津 光夫 荻木 浅彦
鈴木 光郎 千藤 忠昌 田口 一雄 長谷川修三 横山 鼎

昭和31年3月20日 印刷

昭和31年4月1日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台③1181(内線311)〕

編輯兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学
部内 日本岩石礦物礦床学会

会費拂込先 同 上〔振替仙台8825番〕

本 会 会 費 一ヶ年分 500 円 (前納)

本 誌 定 価 一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Mineralogical studies on the soil genesis (3). The clay minerals in the soil derived from limestone of the Ōgoe district, Fukushima Prefecture. J. Masui.
- Sintering experiment in the system NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 .
..... A. Miyashiro and T. Miyashiro.
- On the relations between structure and face-reflectivity in pyrites.
..... Y. Takano and K. Takano.
- On the limonite ores from the Horaitakamatsu Mine. S. Honda.
- On the diabase at the Meguro district, Hidaka Province, Hokkaido.
..... Y. Sotozaki.
- Notes and news.
- Announcements from the Association.
- Mineralogy and crystallography.* The luminescence and tenebrescence of natural and synthetic sodalite, etc.
- Petrology and volcanology.* A petrochemical study of Tertiary tholeiitic basalts: The Middle Lavas of the Antrim Plateau, etc.
- Sci. of metallic deposits.* A gold-scheelite-cinnabar placer in Humboldt County, Nevada, etc.
- Sci. of Petroleum deposits.* Central Texas coast sedimentation: Characteristics of sedimentary environment, recent history, and diagenesis, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.